DER

AKTIVE VULKANISMUS

AUF DEM

AFRIKANISCHEN FESTLANDE

UND DEN

AFRIKANISCHEN INSELN

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Alexanders-Universität Erlangen

vorgelegt

von

HANS SIMMER.

aus Grafing.

Tag der mündlichen Prüfung: 30. Januar 1905.

MUNCHEN

THEODOR ACKERMANN

KÖNIGLICHER HOF-BUCHHÄNDLER.

1906.

153

DER

AKTIVE VULKANISMUS

AUF DEM

AFRIKANISCHEN FESTLANDE

UND DEN

AFRIKANISCHEN INSELN

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

hohen philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Alexanders-Universität Erlangen

vorgelegt

von

HANS SIMMER.

ACAD.
LUGD.BAT.
BIBL.

MUNCHEN
THEODOR ACKERMANN
KÖNIGLICHER HOF-BUCHHÄNDLER.
1906.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549821_0128

Einleitung.

Über das Wesen des Vulkanismus.

Nur sehr wenige Erscheinungen auf unserem Planeten sind geeignet, das Interesse des denkenden Menschen mehr anzuregen als die vulkanische Kraft, welche die Erde von Zeit zu Zeit in gewaltigen Ausbrüchen von kurzer Dauer oder in länger dauernder gleichmässiger Tätigkeit äussert. Wenn sich auch das unbändige innere Leben der Erde nicht mehr in solchen gewaltigen Neuschöpfungen kundtut, wie in vergangenen geologischen Perioden, und die vulkanische Erscheinung zu lokaler, oft geringer Bedeutung herabgedrückt wurde, so zeigen doch noch jüngste Vulkanausbrüche wie die in Westindien 1902, von welch verhängnisvoller Wirkung eine solche Reaktion auch heute noch für ganze Länderstrecken und deren Bewohner werden kann. Hauptsächlich das grosse Unglück auf Martinique hat bei allen Völkern das nie ruhende Interesse wieder mit erneuter Stärke dieser Naturäusserung zugeführt. Dieses Interesse rechtfertigen aber vor allem auch die Machtlosigkeit, mit der die Menschheit einem unvorhergesehenen Ausbruch, der so manchmal ungeheure Zerstörungen verursachen kann, gegenübersteht, und so viele noch ungelöste Fragen nach der Herkunft, der Entstehung des Stoffes, nach dem Wesen der geheimnisvollen Kräfte, welche eine Zutagebeförderung des Materials besorgen oder erleichtern, und die ungewisse Frage nach der Dauer und Wiederkehr eines Ausbruchs.

Zum Verständnis des Folgenden wollen wir kurz auf die viel umstrittenen vulkanischen Fragen eingehen.

Das Wesentliche eines vulkanischen Ausbruchs, das bei allen Vulkanen gleich bleibt, besteht in der Lieferung von

gasförmigen,[1]) flüssigen (Lavaströme) und festen Eruptionsprodukten, welch letztere in lockeren Auswürflingen als Aschen, Bimssteine, Bomben, Sande u. s. w., die in der Hauptsache nur Lavatrümmer darstellen, erscheinen können. Obwohl demnach der vulkanische Ausbruch eigentlich ein ziemlich einfacher Vorgang ist, so ist es doch allen Bemühungen bisher nicht gelungen, eine allgemein befriedigende Erklärung des Vulkanphänomens zu geben. Zunächst handelt es sich um die Herkunft der Eruptionsprodukte, namentlich der Lava. Während die einen, darunter auch Arrhenius,[2]) den Lavaherd in das glutflüssige Erdinnere verlegen, zu dem ein ungeheurer Spalt und auch noch Wasser hinabdringe, nehmen andere[3]) in geringerer Tiefe innerhalb der Erdkruste getrennte Herde, sog. lokalisierte oder lokale[3]) Magmanester, nach Stübel[4]) peripherische Herde in der „Panzerung", an. Solche lokale Herde denken sich die einen als die erhalten gebliebenen Reste der vor der Erstarrung heissflüssigen Erdrinde, Stübel als Reste feuerflüssigen Magmas innerhalb der unter den Sedimenten und metamorphischen Gesteinen liegenden Panzerdecke, die anderen suchen ihre Entstehung durch tektonisch-physikalische Vorgänge[5]) zu erklären, indem durch Bewegungsstörungen im Inneren der Erde Wärme erzeugt werde, die das Gestein schmelzen könne.

Erstere Annahme ist aus verschiedenen Gründen zu verwerfen, nicht zum wenigsten auch deshalb, weil ein perennierender Vulkan in diesem Fall als der Ausdruck einer langandauernden Verbindung mit der flüssigen Magmaglut anzusehen wäre, mithin eine lange Zeit hindurch

---

[1]) Meist sehr heisse Gase Am häufigsten und in grösster Menge Wasserdampf in mächtigen Wolken. Daneben Schwefelwasserstoff, schweflige Säure, Schwefeldampf, Chlorwasserstoff, Kohlensäure etc.

[2]) Lehrbuch der kosmischen Physik I (1903) 312.

[3]) Es ist ein Verdienst Günthers, als einer der ersten in der deutschen Literatur (Günther, Gedanken über das Wesen des Vulkanismus, Ausl. 1892, 612) auf die Möglichkeit hingewiesen zu haben, dass die vulkanischen Laven von innerhalb der Erdrinde gelegenen Herden stammen könnten.

[4]) Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte in der Gegenwart, 1901.

[5]) Dies bezeichnet Günther (a. a. O., 612) ebenfalls als eine der drei Möglichkeiten, die Herkunft der vulkanischen Laven zu erklären.

geöffneter Spalt in der latent-plastischen Zone vorhanden sein müsste, was einfach unmöglich ist.[1]) Auch die Entstehung lokaler Magmaherde durch tektonisch-physikalische Vorgänge scheint wenig Wahrscheinlichkeit für sich zu haben, wofür Arrhenius mehrere Gründe anführt. Wenn Günther[2]) die „Stratovulkane" auf das Vorhandensein in der Erstarrungskruste zurückgebliebener Magmaherde zurückführt, die „homogenen" Vulkane aber, da diesen die meisten vorquartären, gerade in Zeiten besonders energischer geodynamischer Aktion (im Tertiär und in der Trias) entstandenen Feuerberge angehören sollen, als Folgeerscheinungen eingreifender tektonischer Umgestaltungsprozesse darstellt, so wird man ihm nicht gut beipflichten können, da in Wirklichkeit unter den vorquartären Vulkanen sich mindestens ebensoviele Strato- als homogene Vulkane befinden und daher die Wahrscheinlichkeit doch zu gross ist, dass für die früheren Vulkane auch die heutigen Bedingungen gelten werden. In dieser Annahme werden wir bestärkt durch das Ergebnis der Forschungen Thoroddsens[3]) auf Island, eines gründlichen Kenners der geologischen Verhältnisse dieser vulkanischen Insel, wonach dort der Vulkanismus gegenwärtig noch dasselbe Gepräge besitzt, das ihn im Tertiär kennzeichnete. Auch der Hypothese Stübels gegenüber, so geistreich sie ist, wird man sich ablehnend verhalten müssen, und zwar aus den nämlichen Gründen, aus denen auch die Annahme alter lokaler, einst vor der Erstarrung verschont gebliebener Magmanester zurückzuweisen ist. Denn warum haben denn diese alten Nester, obwohl sie alle in der Nachbarschaft früherer Ausbruchsgebiete liegen, mit ihrer Entleerung bis auf den heutigen Tag gewartet? Triftige Ursachen hierfür können wohl nicht angegeben werden. Überdies dürfte bei so alten stark lokalisierten Magmanestern durch eine stetige, wenn auch noch so langsame Wärmeabgabe an die infolge der zunehmenden Abkühlung der Erde kältere Umgebung ganz unausbleiblich eine allmähliche Wärmeeinbusse und schliesslich Erstarrung eingetreten sein.

Trotz alledem aber ist an der Theorie lokalisierter und zwar in geringer Tiefe liegender Herde festzuhalten, nur dürfte ihre Entstehung eine jüngere sein und einer anderen Erklärung bedürfen. Da nämlich alles für ein junges Alter der Lavaherde spricht, an einen gewaltigen, durch die ganze Erdrinde zum flüssigen Erdinneren gezogenen Erdriss nicht zu denken ist, so muss man wohl an eine jeweilige Bildung

---

[1]) Günther, Ausland 1892, 612 u. a. (Nach Loewl.)

[2]) Ausland 1892, 613 f. und Handbuch der Geophysik 2. Aufl. (1897) I 425.

[3]) Die Bruchlinien Islands und ihre Beziehungen zu den Strato-Vulkanen, Pet. Mitt. 1905, 49, 51.

von Magmanestern denken. Jedenfalls finden auch in grosser Tiefe in der Grenzzone zwischen dem flüssigen und gasförmigen Erdkern noch Dislokationsprozesse statt, worauf ja die grosse Tiefe mancher Erdbebenherde (bis gegen 200 km) schliessen lässt, und da ist es denn sehr wahrscheinlich, ja so viel wie gewiss, dass infolge verschiedener explosiver Prozesse flüssige Massen auch durch die latentplastische Zone hindurch an Spalten hoch in die Erdkruste hinaufdringen, bis sie auf Widerstand stossen, worauf sie dann als Lavaherde bestehen bleiben. Eine solche Entstehung der Lavaherde dürfte wohl am meisten für sich haben. Infolge von Neubildung von Lavaherden würde sich auch die noch unerklärte Erscheinung verstehen lassen, dass Vulkane, die viele tausend Kilometer von einander entfernt liegen, gleichzeitig nach längerer Ruhe in den tätigen Zustand übergehen, nachdem deren Ausbruch wochen-, ja monatelange Erdbeben, wohl die Folgen oder Begleiterscheinungen tiefer tektonischer Bewegungen, vorausgegangen sind. Da die Magmaherde stets in relativ geringer[1]) Tiefe liegen werden, so wollen wir sie mit Stübel[2]) ebenfalls peripherische Herde nennen. Es ist wohl wahrscheinlich, dass kein Lavaherd tiefer als 10 km liegt. Denn wie sollte eine über 10 km mächtige Spalte denkbar, oder wenn eine solche nicht angenommen wird, die vulkanische Kraft im stande sein, eine über 10 km dicke Decke zu sprengen? Zudem lässt schon die geringe geothermische Tiefenstufe in Vulkangebieten auf keine grosse Tiefe schliessen. Auch dürften permanente Hohlräume in grossen Tiefen nicht mehr gut möglich sein. Von manchen Forschern wird auch ein so tiefes Hinabdringen des Wassers, das, wie wir sehen werden, bei den vulkanischen Ausbrüchen eine gewisse Rolle spielt, geleugnet.[3]) Die Tiefe

[1]) Ja wir dürfen wohl den Sitz der Lavaherde meist in ganz geringe Tiefen verlegen; dies ist aber, wie aus vorhergehendem ersichtlich, nur möglich, wenn eine junge Bildung derselben, und zwar etwa in unserem Sinn, angenommen wird. Schon 1892 (Ausland, 612) wies Günther darauf hin, dass die vulkanische Triebkraft nur in relativ geringe Tiefe zu verlegen sei.

[2]) Pet. Mitt 1902, 5.

[3]) Vulkanistische Studien, Beitr. zur Geophysik 1895, 65, 67, 69.

der vulkanischen Herde darf aber auch nicht als ganz unbedeutend angenommen werden, da sonst sicherlich die Schwere eines gewaltigen Vulkans die Decke eines entleerten Magmanestes eindrücken würde, wovon uns bisher noch nichts sicheres bekannt ist, wenn dies auch Gerland[1]) von den marinen Vulkanen annimmt in der von ihm vertretenen Voraussetzung, dass alle Koralleninseln vulkanisch seien.

Ebenso, ja vielleicht noch heisser umstritten als die erste Grundfrage, weil in ihren Ursachen bisher nur unklar erkennbar, ist die Frage nach der Ursache der vulkanischen Tätigkeit, nach den Kräften, welche das Magma zum Aufsteigen bringen.

Ausgehend von dem Studium der nach seiner Ansicht monogenen alten Vulkanberge Ecuadors kam Stübel[2]) zur Ansicht, dass die Materie selbst als die Trägerin der vulkanischen Kraft anzusehen sei. Der eigentliche Zweck der Eruption sei der Erguss glutflüssigen Materials,[3]) die Veranlassung das Ausdehnungsbedürfnis des in lokalen Herden eingeschlossenen Magmas, das sich in einer bestimmten Phase des Erstarrungsprozesses durch mehr oder minder plötzliche Volumvermehrung[4]) herausbilde. Aber auch wenn sich eine vorübergehende Volumzunahme des erstarrenden Magmas konstatieren liesse, was aber nach Dölters Versuchen[5]) sehr fraglich sein dürfte, kann man dieser blossen Volumvergrösserung wohl nicht die Kraft zutrauen, oft mehrere Kilometer dicke Gesteinsdecken zu sprengen, auch wenn diese an solchen Stellen vermöge ihrer Beschaffenheit nur einen verhältnismässig geringen Widerstand leisten werden. Selbst wenn man präexistierende Spalten annimmt, wovon Stübel durchaus nichts wissen will, können die gewaltigen Explosionen vieler Vulkane oder eine langandauernde vulkanische Tätigkeit dadurch auf keinen Fall erklärt werden. Da der Wasserdampfanteil beim Lavaausbruch geringer ist als bei anderen Eruptionen, so unterschätzt Stübel die so wichtige Dampfentwicklung. Steht doch vor allen Dingen fest, dass das Ausstossen von Dampf wenigstens bei den heutigen Ausbrüchen eine gewaltige Rolle spielt, ja manchmal ausschliesslich oder mit Aschenauswürfen, die auch nur vom Dampf bewirkt werden, das Wesen der vulkanischen Eruption bildet. So bestand der gewaltige Ausbruch des Bandaisan in Japan 1888 nur in einer furchtbaren Dampfexplosion, die die ganze Nordseite des Gipfels wegsprengte und zum Teil in Staub verwandelte, und die des Tarawera auf Neu-

[1]) Vulkanistische Studien, Beitr. zur Geophysik 1895, 65, 67, 69.
[2]) Pet. Mitt. 1902, 7. Globus Bd. 83, 65.
[3]) Ebd. 5.
[4]) Ebd. 6.
[5]) Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde (3. 1903) 392

seeland 1886 nur in dem Ausstossen von Dämpfen, Aschen und Bimssteinen. Fast immer veranlasst der tätige Vulkan die Bildung einer starken Wolke an seiner Spitze. Wasserdampf in grossen Mengen entbindet sich auch in den Lavaströmen während des Fliessens und auch noch, nachdem sie zum Stehen gekommen. Auch die Solfataren, welche in vielen Fällen nur mehr die letzten Atemzüge des sterbenden Vulkans darstellen, entladen oftmals Jahre lang noch unheimliche Mengen Dampfes, vermischt mit verschiedenen Gasen, welche mit Ausnahme des gleichfalls verdampfenden Meteorwassers aus der Tiefe kommen.

Die Spannkraft des Wasserdampfes und der mit ihm vereinigten Gase ist es, welche Aschen, Sande, Bomben etc. auswirft, beim Aufsteigen der Lava hebend mitwirkt, ja bei manchen Vulkanausbrüchen allein die treibende Kraft bildet, wie auch die vulkanischen Explosionen bewirkt. Wie gelangt aber das Wasser in den Lavaherd und von welcher Art ist es? Es ist wohl kein Zufall, dass sich fast alle noch tätigen Vulkane in der Nähe grösserer Wasseransammlungen befinden, und auch die meisten erloschenen standen wenigstens in geologischer Vorzeit nahe an Seen oder Meeren. Brachte man doch früher, allerdings irrtümlich, da man von Binnenvulkanen noch wenig oder nichts wusste, die Meeresnähe in ursächlichen Zusammenhang mit der Entstehung der Vulkane. Das zum Magma gelangende Wasser wird teils Grund-, teils aber See- oder Meerwasser sein. Dringt nun das Wasser allmählich durch Gesteinsporen oder plötzlich durch Spalten ein?

Nehmen wir mit Arrhenius[1]) an, das Wasser könne wirklich durch feine Risse trotz der Spannung und des Gegendruckes in den Magmaherd einsickern,[2]) so geht es dort infolge der grossen Hitze (1500—2000°) in Gasform über, löst sich, da Druck und Temperaturerhöhung die Lösungsfähigkeit des Wassers und seine Stärke als Säure steigern, bis zu einem gewissen Grad in Magma und setzt sich zum allergrössten Teil mit den Silikaten chemisch um, so dass stark basische und stark saure Silikate entstehen, woraus sich auch am einfachsten die

[1]) A. a. O. I 312 f.

[2]) Wasser soll trotz des Gegendrucks sogar bei höheren Temperaturen durch Gesteine durchsickern können (Haas, der Vulkan, 1903, 125), was Daubrée experimentell nachgewiesen haben will (ebd. 115), gelangt aber natürlich nur in Dampfform zum Glutherd. Man muss also vielleicht nicht, wie Günther meint (Ausland 1892, 615), den Übergang der tropfbaren Flüssigkeit in die Dampfform unter allen Umständen als jäh und plötzlich annehmen.

Verschiedenheit der Gesteine ein und desselben Vulkans erklärt. Aus obigen Gründen kann das Magma eine relativ grosse Menge von Wasser aufnehmen und wird daher anschwellen. Schliesslich wird sich so lange ein stabiler Zustand erhalten oder höchstens die darüber liegende Decke ein wenig gehoben werden, bis durch die Bildung einer Öffnung, einer Spalte, der Druck verringert und dem Magma, ähnlich wie dem Wasser des Geysir[1]), das Aufsteigen ermöglicht wird. Kaum hat sich der Druck vermindert, so werden die etwa schon vorhandenen gasförmigen Wasserdämpfe und die infolge der Druckverminderung wieder frei werdenden Wassermengen, wie nach dem Entkorken einer Champagnerflasche, in gewaltiger Explosion, kleine Lavatrümmer und Asche mitführend, entweichen. Aber auch während des nun folgenden Aufsteigens der Lava werden hauptsächlich infolge der Temperaturabnahme wieder neue Wassermassen frei, welche dann die vorausgegangene mehr oder minder gewaltsame Dampfausströmung erneuern. Da nun infolge der verringerten Spannkraft das Wasser wieder nachsickern kann, so kann nun der Herd lange tätig erhalten bleiben, bis er entweder erlischt oder der Kanal sich verstopft etc.

Sollte ein gleichmässiges Einsickern des Wassers in Glutherde von solch hohen Temperaturen wirklich möglich sein, so wird sicherlich bei vielen, besonders bei andauernd tätigen Vulkanen die Eruptionsursache darauf zurückzuführen sein und daher der Vorgang auf die eben geschilderte oder nur wenig modifizierte Weise sich abspielen.[2])

Nehmen wir aber an, eine Spaltung in der Erdkruste würde plötzlich dem Vulkanherd eine grosse Menge Wasser aus einem ober- oder unterirdischen See oder dem Meere zuführen, so wird nur wenig Wasser sich lösen, wohl aber fast die ganze Masse sich schnell in hochgespannten Dampf

[1]) Die Eruption bei vielen, wenn nicht bei den meisten Geysirs ist bekanntlich darauf zurückzuführen, dass das Wasser an einer Stelle zum Sieden und Verdampfen kommt, indem eine wenig tiefer liegende, etwas heissere Schicht (mit wenig höherem Siedepunkt) durch zunehmende Erhitzung (von unten) oder durch oberflächliches Abfliessen (wobei sich überdies noch der Druck und damit der Siedepunkt erniedrigt) sich hebt, so dass die darüber liegende Schicht hinaus geschleudert wird.

[2]) Sicherlich kommen die in einem Schlote aufsteigenden Lavamassen manchmal während des Empordringens auf irgend eine Weise mit grossen Wassermassen in Berührung, welche sich dann natürlich sogleich in Dampf verwandeln und so in einen regelmässigen ruhigen Ausbruch eine mit furchtbarer Gewalt sich äussernde Unterbrechung bringen können.

verwandeln und dieser in mächtiger Explosion auf dem Herkunftsweg oder, wenn sich der Riss vielleicht sogleich wieder geschlossen haben würde, auf selbst oder durch eine Dislokation geschaffenem Wege nach oben dringen. Es ist wahrscheinlich, dass gar manche der submarinen Eruptionen auf diese Weise entstehen, und auch gar manche festländische, an Lavaergüssen arme Vulkanausbrüche, besonders gewaltige Aschen- und Dampferuptionen können wohl auf eine solche Entstehungsursache zurückgeführt werden.

Andererseits aber ist es wohl ziemlich sicher, dass gar manche, wenn nicht viele Vulkanausbrüche gänzlich unabhängig von einer Berührung mit eindringendem Wasser vor sich gehen werden; nach der Bildung eines lokalisierten Magmaherdes werden nämlich infolge (plötzlich) verminderten Druckes und auch bei zunehmender Abkühlung grosse Mengen der im Magma von Urbeginn (während der Kondensation des Dampfballs) absorbierten Gase[1]) (besonders Wasserstoff, auch Kohlensäure etc.) sich abscheiden, und deren Hochspannung wird sich gelegentlich einer Spaltenbildung, also bei plötzlicher Druckverminderung, wobei noch eine Menge Gase mit voller Entfaltung ihres explosiven Charakters frei wird, oder auch wenn die darüber lagernde Decke dem Druck keinen zu grossen Widerstand mehr entgegensetzt, in einem Ausbruche auslösen.[2]) Überhaupt werden die im Glutbrei schon enthaltenen Gase und Dämpfe bei jeder Eruption einen Teil der Arbeit leisten, wenn auch nicht, wie teilweise Tschermak,[3]) vollends aber Suess[4])

---

[1]) Suess nennt sie juvenil im Gegensatz zu den vadosen Gasen (auf der Erde und in der festen Erdkruste), Haas a. a. O. 129. Es ist unbestreitbar, dass fast alle aus einem Vulkan kommenden Gase, darunter auch ein Teil der Kohlensäure, aber meist vielleicht nur ein geringer Teil der Wasserdämpfe juveniler Natur, also als ursprüngliche Bestandteile des Magmas anzusehen sind.

[2]) Auch eine Ascheneruption kann dadurch wohl zustande kommen, indem, wie Haas (im § 2) richtig bemerkt, besonders wasserreiche Laven bei Abnahme des Druckes zerstäubt werden.

[3]) Haas 127.

[4]) Ebd. 131.

meinen, alle vulkanischen Erscheinungen auf ihre alleinige Tätigkeit[1]) zurückgeführt werden können.[2])

Bei manchen vulkanischen Eruptionen aber wird die Arbeitsleistung des Wassers stark hinter anderen Kräften zurücktreten. So dürften die Schwankungen im Höhenstand des Feuersees Kilauea wohl auf Druckveränderungen in der Erdrinde zurückzuführen sein, und auch die Entstehung der grossen Lavafelder in Nord- und Südamerika, sowie in Indien mag die Wirkung grosser Verschiebungsprozesse innerhalb der Erdkruste, vielleicht auch das Einsinken grosser Krustenteile in mehrere Lavaherde, wodurch die Laven an Spalten ausgequetscht wurden, zur Ursache haben, wie ja auch die ältesten Vulkane an den pazifischen Rändern gleich ihren Magmanestern durch Ausquetschungsvorgänge entstanden sein mögen. Es ist nicht daran zu zweifeln, dass auch reine Kontraktionserscheinungen, besonders wenn sie stellenweise etwas rascher einsetzen, vulkanische Ausbrüche mitverschulden können, wie namentlich manche tertiäre, jetzt erloschene Vulkane wohl dieser Ursache ihre Entstehung verdankt haben. Ebenso wäre es denkbar, dass in manchen Fällen sogar die latent plastische Materie selbst bei plötzlicher Druckwegnahme (durch Spaltenbildung) explosiv werden und wirken könnte.[3]) Auch die Bildung der Lakkolithen muss weniger der Ausdehnung des durch Wasserzuführung angeschwollenen Magmas als vielmehr geotektonischen Ursachen zugeschrieben werden.

Aus alle dem ist zu ersehen, dass sowohl gewisse geotektonische Vorgänge als das Ergebnis des in den vulkanischen Herd eindringenden Wassers oder die dort schon vorhandenen Gase allein vulkanische Eruptionen verursachen können; doch war hierbei fast immer die Rede von Spalten, die als die eigentliche veranlassende Ursache anzusehen wären.

---

[1]) Tschermaks „Emanationstheorie".

[2]) In den meisten Fällen wird nicht juveniles, sondern vadoses Wasser die Haupttriebfeder eines Ausbruchs bilden, ersteres aber stets das letztere bei der Arbeit unterstützen.

[3]) Bei Günther (Ausland 1892, 612) die dritte Möglichkeit, die Herkunft des vulkanischen Materials zu erklären.

Damit berühren wir die viel umstrittene und lebhaft bekämpfte Spaltentheorie, zu deren Gegnern vor allem Stübel, Branco, Gilbert, Löwl, Grosser, Geikie und Daubrée gehören. Sie ist hauptsächlich deswegen in Misskredit gekommen, weil die alte Schule und auch heute noch manche (Arrhenius) behaupten, die Lavaströme würden aus dem glutflüssigen Erdkern durch einen gewaltigen Riss an die Oberfläche gelangen. Wie schon gesagt, ist jeder Gedanke an eine direkte Verbindung der Erdoberfläche mit dem flüssigen Erdinneren aus mehreren bereits genannten Gründen zu verwerfen, womit aber nicht die ganze Spaltentheorie hinfällig geworden ist. Wir haben schon oben bei der Erklärung der Magmanester die Hilfe von Spalten angenommen und sind auch der festen Überzeugung, dass die meisten oder doch wenigstens sehr viele vulkanische Ausbrüche einst und jetzt, ausnahmslos aber die langgezogenen Lavaeruptionen hinsichtlich ihrer veranlassenden Ursache mit tektonischen Störungen und zwar mit Bruchspalten oder richtiger Bruchflächen resp. Bruchlinien, mit Verwerfungen und Versenkungen in kausalen Zusammenhang zu bringen sind,[1]) dass sie durch Dislokationen oder Spalten, die allerdings vielfach, weil durch den vulkanischen Bau verdeckt, nicht mehr als solche erkennbar sind,[2]) bedingt werden, indem tektonische Spalten, die höchstens einige Kilometer tiefen Magmaherde ganz oder nahezu treffen und so dem Magma die Möglichkeit zum Ergusse geben. Es kann nämlich unmöglich ein Zufall sein, dass gerade zur Zeit grosser tektonischer Störungen und

[1]) Wenn Branco die Spaltentheorie damit zu entkräften sucht, dass er die Frage aufwirft, ob eine bei einem Vulkan festgestellte Spalte nicht erst nach dessen Aufschüttung gebildet worden sei (Haas 80), so ist dem nur entgegenzuhalten, dass bisher in den allermeisten Fällen bei der grösstenteils geringen Schwierigkeit, die der Nachweis der Prä- oder Postexistenz einer Spalte bietet, die Präexistenz festgestellt werden konnte.

[2]) Wenn sich Vulkane in der Nähe von Zerrüttungszonen befinden, so ist fast immer anzunehmen, dass sie Spalten aufsitzen, auch wenn diese nicht sichtbar sind; denn offenbar werden bei der auf einem Spannungsausgleich beruhenden Zerrüttung auch die Nachbargebiete in Mitleidenschaft gezogen.

Umwälzungen, nämlich in der Perm- (Mittel-Rotliegendes) und Tertiärzeit (namentlich unteres Eocän und vom unteren bis mittleren Miocän[1]) auch die grössten Vulkanausbrüche stattfanden. Schon aus der Verteilung und Anordnung der Vulkane ist zu ersehen, dass fast nur in dislozierten Erdgegenden vulkanische Störungen stattfanden und noch erfolgen, dass sich die Vulkane oft auf langen und kurzen, geraden oder gekrümmten Linien erheben, die sich manchmal spalten oder kreuzen, manchmal zueinander parallel laufen.

So befinden sich die meisten Feuerberge in Meeresnähe, also in Bruchzonen, wie auch die grössere Anzahl der noch tätigen längs des meist von jungen Faltengebirgen gebildeten Randes des grossen pazifischen Senkungsgebiets, ja auf den Aleuten und Kurilen hart am Rande des über 8000 m tiefen Einbruchs auftreten. So begleiten auch zahlreiche Vulkane den inneren Senkungsrand der Apenninen und Karpaten, durchsetzen das zerstückelte hessische Bergland und französische Zentralplateau etc.; auch hat in Mexiko nach Felix[2]) und Lenk der Schauplatz der intensivsten vulkanischen Tätigkeit sich in der Regel im Kreuzungspunkt verschiedener Spaltensysteme befunden. So sind besonders auch auf Island, diesem klassischen Land der Vulkane, der offenen und klaffenden Spalten und rezenten Grabenversenkungen, nach den trefflichen Ausführungen von Thoroddsen[3]) sowohl die grossen als auch die kleinen Vulkane an Spalten, an Gebiete, die sich senken oder gesenkt haben, geknüpft, und es haben sich dort erst in postglazialer Zeit 87 grössere Ausbruchsspalten und Kraterreihen von 10 bis 35 km Länge gebildet, wobei häufig die offenen Spalten zwischen den einzelnen Kratern sichtbar sind. So drangen ebendort grosse Lavamassen aus langen Spalten[4]) ohne Kraterbildung hervor und breiteten sich beiderseits derselben strom- oder deckenartig aus, und erstanden ferner 1783 über der über 24 km langen Lakisspalte gegen 100 Krater; so sind endlich in Japan von vulkanischen Ausbrüchen begleitete Verwerfungen und Verschiebungen deutlich wahrzunehmen.

Obwohl nun noch kein Gegner der Spaltentheorie wenigstens das öftere Gebundensein der Vulkane an tektonische Störungsgebiete, die sich durch Erdbeben noch heute als solche verraten, geleugnet hat[5]), soll gar keine genetische

[1]) Ztschr. der Ges. für Erdkunde 1902, 673.
[2]) Zentralblatt für Mineralogie etc. 1902, 456 ff.
[3]) A. a. O., 49 ff.; vgl. bes. Karte Taf. 5.
[4]) Ratzel, Erde I 132.
[5]) Haas 83.

Abhängigkeit zwischen beiden bestehen, vielmehr die Explosionswirkung der Gase stets imstande sein, einen Schlot durch eine viele Kilometer dicke Gesteinsdecke auszublasen? Es ist selbstverständlich, dass sich die unterirdischen Kräfte da entladen werden, wo ihnen ein geringerer Widerstand entgegengesetzt wird. Gerade auf der Bahn tiefgehender Verwerfungen und Brüche und ganz besonders auf dem Schnittpunkt mehrerer sich kreuzender Dislokationen, wie sie bei vielen Vulkanunterlagen nachgewiesen werden können (Vesuv im Kreuzungspunkt zweier Spalten[1]), wird der Widerstand der Erdrinde am schwächsten sein. Wenn die Lage der Vulkane nach Stübel nur abhängig wäre von der der Magmaherde, so wäre damit, da die meisten Vulkane eine bestimmte reihen- oder wenigstens zonenförmige Anordnung besitzen, wenigstens die Abhängigkeit der Magmanester von der Tektonik, wie wir sie oben behauptet haben, bewiesen. Da sich in den meisten Fällen eine tiefe unterirdische Dislokation wohl auch noch oben in irgend einer Weise fortsetzen wird, so ist auch dadurch die nach Stübel[2]) voraussichtlich immer unklar bleibende Grundursache der Längsrichtung, wie sie die Anordnung der süd- und mittelamerikanischen Vulkangebiete zeigt, gegeben. Der Einwurf, dass Spalten in grössere Tiefe[3]) nicht hinabreichen könnten, ist schon deshalb hinfällig, weil ja doch ein tätiger Vulkan auch eine permanente Öffnung haben muss. Dass die mit dem Lavaherd in Verbindung tretenden Bruchlinien, die nicht klaffende Spalten bilden müssen[4]), sondern vielleicht grossenteils nur Flächen gelockerten Zusammenhangs sein werden, auch bis ganz an die Oberfläche dringen, ist eigentlich gar nicht notwendig, wie Bergeat treffend bemerkt[5]) und geschieht auch in vielen Fällen nicht, wie uns Aufschlüsse in Bergwerken, Tunnelbauten etc. beweisen, wie ja schliesslich auch die Erz-

[1]) Kayser, Geologie (1893, 332) I.

[2]) Pet. Mitt. 1902, 4.

[3]) Nämlich bis etwa 10 km.

[4]) Wo Spalten durch Auseinanderzerrung aufreissen, sind offenbleibende Klüfte, wie solche besonders auf Island zu sehen sind, möglich. Haas 96.

[5]) Haas 83 f.

gänge oft nur Spaltenausfüllungen darstellen. Den geringen Druck vermag dann leicht die Spannkraft des Wasserdampfs zu überwinden, wie denn sicherlich die Gase oft eine Spalte erst zum Förderungsschacht umgestalten, wie denn ausdrücklich hervorgehoben werden muss, dass das Vorhandensein einer Spalte durchaus nicht immer die erste Grundbedingung für das Zustandekommen eines Vulkans ist[1]). Vielmehr werden in manchen, stellenweise vielleicht sogar in vielen Fällen die Explosionskräfte allein, wie auch experimentell nachgewiesen werden konnte, ohne an Spalten gebunden zu sein, einen Ausbruch bewerkstelligen.[2]) So kann es der Fall sein bei geringer Mächtigkeit der Decke[3]) oder wenn nach Stübel die Grenzen verschiedener Gesteine die Linien und Flächen geringsten Widerstands bilden oder wenn der Boden durch die Dämpfe und Gase bereits teilweise zersetzt ist oder auch wenn durch tektonische Ursachen der Boden bedeutend gelockert wurde. Wir wollen aber zugleich noch bemerken, dass es uns ferne liegt, die Vulkane einer grossen Gruppe durch ein künstliches Spaltennetz miteinander zu verbinden, obwohl wir mit Supan[4]) durchaus deren Möglichkeit nicht bestreiten können.

Die örtliche Bedingung für einen vulkanischen Ausbruch liegt aber nicht nur in dem Vorhandensein einer geringen Widerstandskraft der Gesteinsdecke, sondern auch in dem eines Magmanestes. Wenn daher manche einwerfen, dass es häufig zu Spaltenbildung und grossen Verwerfungen komme ohne vulkanische Äusserungen, dass die Nachbarschaft grosser Senkungsgebiete und an Verwerfungen sicherlich reiche Fal-

[1]) So haben sich nach Branco etwa 130 Embryonalvulkane in der Gegend von Urach wohl unzweifelhaft unabhängig von Spaltenbildung vollzogen, obschon sie in der Nähe von Zerrüttungszonen liegen.

[2]) Die heftigen Erdbeben, welche manchen Vulkanausbrüchen tage-, wochen-, monate-, ja zuweilen sogar jahrelang vorausgehen, können in diesen Fällen als Durchbruchsversuche der explosiven Kräfte angesehen werden; während sie sonst wohl nur als die Wirkung der tief im Erdinneren vor sich gehenden tektonischen oder explosiven Vorgänge betrachtet werden müssen.

[3]) Wenn der Magmaherd in ganz geringer Tiefe liegt.

[4]) a. a. O. 386.

tungsgebirge sehr arm an vulkanischen Bildungen seien, so ist dem eben entgegenzuhalten, dass sich an diesen Stellen keine oder nur wenige Magmaherde bildeten oder schon wieder erschöpften, was auch durch Lakkolithenbildung geschehen konnte.

In den ursächlichen Zusammenhang der Vulkane mit der Tektonik ihres Untergrundes kann auch das Erlöschen bezw. eine Unterbrechung vielleicht mancher Eruptionen gebracht werden, indem nicht nur durch Verstopfung, sondern auch durch tektonische Verschiebungen die Verbindung zwischen Lavaherd und Oberfläche aufgehoben werden kann. Ein Vulkan wird überhaupt so lange tätig sein, als die den Ausbruch verursachenden Kräfte wirksam sind. Selbstverständlich stellt er seine Eruption ein, wenn der Herd erschöpft oder der Erschöpfung nahe ist. Es kann aber im Einzelfall oft nicht mit Sicherheit behauptet werden, ob ein Vulkan auch wirklich tot ist. Die Grösse und der Umfang der vulkanischen Schöpfungen lassen wohl vermuten, ob ein Vulkan der Erschöpfung nahe ist, da ein lokalisierter Magmaherd, auch wenn er von einem anderen, was oft der Fall zu sein scheint, neue Nahrung erhält, entsprechend seiner Grösse durch wenige oder viele Ausbrüche, ja manchmal sogar durch eine einzige Eruption sich erschöpfen wird, können aber nicht als Beweise für das gänzliche oder teilweise Absterben eines Vulkanherds angesehen werden. Für sicher erloschen zu halten sind natürlich abgesehen von den schon im Tertiär oder Diluvium abgestorbenen Feuerbergen alle diejenigen Vulkanherde, die seit Menschengedenken kein Lebenszeichen mehr von sich gegeben haben und höchstens durch Sauerquellen, ja auch noch durch heisse Quellen Kunde von langsamem, dem Tode geweihtem Siechtum geben, und deren Gebilde, wie aus der Wirkung der zerstörenden Kräfte der Verwitterung und Abtragung in Gestalt von Wärme und Kälte, Wind und Nebel, Regen, fliessendem Wasser und Eis, Pflanzen u. s. w. zu schliessen ist, schon vor vielen Tausenden von Jahren in ihrem Aufbau vollendet waren. Hat ein vulkanischer Herd schon so lange in Ruhe verharrt, dann ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, dass sich derselbe

entweder erschöpft hat oder die Kräfte nicht mehr besitzt, einen Ausbruch zu veranstalten, abgesehen davon, dass er, wenn auch nur durch ganz geringe, weil sehr langsame Wärmeabgabe an seine kältere Umgebung immer weniger aktionsfähig wird.

Der Grad der Zerstörung und Zersetzung ist in Gebieten junger Erschliessung ausschlaggebend für die Bestimmung des Alters quartärer Vulkane und gehört auch mit dem Grad der Humusbildung und des Vegetationsansatzes zu den Hauptkriterien über die ungefähre Zeitangabe, welche seit dem letzten Ausbruch des Vulkans verflossen ist.

Es hält nun nicht schwer, einen Vulkanbezirk, d. h. ein scharf umgrenztes Eruptionsgebiet, dem nur ein oder, was meistens der Fall ist, mehrere Ausbruchszentren angehören, mit grosser Wahrscheinlichkeit für erloschen zu erklären, wenn all die angeführten Voraussetzungen erfüllt sind. Finden sich aber in einem Vulkanbezirk tätige und erloschene Vulkane, dann kann es manchmal schwer halten, mit ziemlicher Sicherheit eine Entscheidung zu treffen, auch schon deshalb, weil ein anscheinend erloschener Vulkan von einem benachbarten Herd neue Nahrung bekommen und so wieder tätig werden kann. Da aber überhaupt eigentlich nur von Herden als tätig oder erloschen gesprochen werden kann, so ist ein solcher Vulkanherd gleichwohl als erloschen zu betrachten, sofern alles an bereits eingetretenen oder nahe bevorstehenden Tod erinnert und die vulkanischen Bildungen bereits ein hohes Alter aufweisen. Aber nicht nur anscheinend leblose Vulkane sind als erloschen anzusehen, sondern auch gar manche, ja vielleicht gar viele vulkanische Herde, die erst seit einigen hundert Jahren in Untätigkeit verharren, ja sogar manche, die erst vor kurzem ihre Eruptionen eingestellt haben, indem eben diese die letzten der wenigen Ausbrüche waren, die ein lokalisierter Magmaherd überhaupt hervorzubringen vermag. Damit ist aber auch für viele Fälle eine Schwierigkeit gegeben, zwischen tätigen und erloschenen Vulkanen zu unterscheiden, ja es ist oft überhaupt unmöglich, zwischen beiden Gattungen eine ganz scharfe Grenze zu ziehen. Denn wie die Geschichte lehrt, kann ein Vulkan bereits seit mehreren Jahrhunderten, ja schon seit etwa 1000 Jahren[1]) ohne Ausbruch geblieben sein, sogar seine Solfatarentätigkeit völlig eingebüsst haben, und doch kann eines Tages wieder eine neue und zwar nach langer Pause meistens sehr heftige Eruption einsetzen.

Welcher Vulkan ist nun überhaupt als tätig oder aktiv zu bezeichnen? Einen tätigen Vulkan im eigentlichen Sinn

[1]) Der Epomeo auf Ischia galt vor dem Ausbruch im Jahr 1302 als seit 2000 Jahren erloschen. Kayser, Geol. I 346.

gibt es überhaupt nicht, da jede vulkanische Esse, wenn ja auch manche nur selten und nur auf ganz kurze Zeit, in ihren Ausbrüchen Pausen eintreten lässt und man zudem nicht weiss, ob nicht eines Tages das Ende der Eruptionen eintritt. Sagt doch Stübel[1]) ganz treffend, ein tätiger Vulkan sei das topographische Signal für das Vorhandensein eines lokalisierten Herdes, der sich in einem bereits weit vorgeschrittenen Stadium der Erschöpfung befindet. Gleichwohl wollen wir die seit Alters her gebrauchte Bezeichnung beibehalten, aber die sog. tätigen Vulkane einer allerdings etwas problematischen Dreiteilung unterwerfen.

Ein Vulkan soll demnach für tätig oder aktiv gelten, wenn seine Ausbrüche ununterbrochen oder in verhältnismässig kleinen Zwischenräumen aufeinanderfolgen oder auch, wenn über dem Vulkan dauernd eine Wolke aus Dampf und Aschen, nachts mit Feuerschein, schwebt, oder sich periodisch ballt, oder überhaupt eine lebhaftere Solfatarentätigkeit[2]) mit kleinen Aschenaushauchungen herrscht (das Ideal eines solchen Vulkans ist der Stromboli); für intermittierend tätig oder kurz intermittierend,[3]) vielleicht besser schlafend, wenn wenigstens zwei Ausbrüche, von denen der letzte nicht vor 300 Jahren stattfand, bekannt sind und wenn auch in der Zwischenzeit noch verschiedene Anzeichen (Solfataren, heisse Schwefelquellen etc.) an ein Weiterleben des Herdes erinnern oder wegen der Nähe eines tätigen Vulkans ein Absterben noch ungewiss ist — Idealvertreter die Soufrière von St. Vincent —; endlich für dubioaktiv oder zweifelhaft tätig, wenn zwar seit etwa 2000 Jahren oder überhaupt seit Menschengedenken ein grösserer Ausbruch bekannt, derselbe aber schon vor mindestens 300 Jahren erfolgt ist, und wenn noch mehr oder weniger gesteigerte Solfatarentätigkeit oder ein heisser oder wenigstens sehr warmer Kratersee oder auch die Nachbarschaft tätiger Herde, even-

[1]) Pet. Mitt. 1902, 6.

[2]) Beständiges Ausströmen von grösseren Gas- (bes. Schwefelwasserstoff und schwefliger Säure) und Dampfmassen.

[3]) In ähnlichem Sinn wie Supan (368), der allerdings alle eigentlich tätigen Vulkane so bezeichnet wissen möchte.

tuell auch der geringe Umfang der Auswurfsmassen ein Wiedererwachen der Ausbruchstätigkeit möglich erscheinen lassen (Beispiel die Solfatara bei Neapel). Im Einzelfall kann es aber geschehen, dass ein Vulkan, der als intermittierend bezeichnet werden müsste, für zweifelhaft tätig anzusehen ist, wenn eben verschiedene Umstände einen Wiederausbruch zweifelhaft machen. Die Zahlen 300 und 2000 sind zwar etwas willkürlich gewählt, doch finden sie teilweise in der geschichtlichen Erfahrung über die verschiedensten Ausbrüche eine gewisse Berechtigung.

Lehrt uns doch die Geschichte der vulkanischen Eruptionen, dass nur in wenigen Fällen ein Vulkan sich wieder zu erneuter Tätigkeit aufrafft, wenn er bereits 300 Jahre lang geruht, während dagegen bei sehr vielen vulkanischen Reaktionen gar oft 100 und 200 Jahre lange Pausen eintreten, und ist doch mit ziemlicher Sicherheit anzunehmen, dass ein Vulkan nach 2000jähriger Ruhe aus eigener Kraft sich nicht mehr wird tätig zeigen können. Geschieht es aber trotzdem, dass ein solcher Herd wieder in Aktivität tritt, dann darf man wohl mit Bestimmtheit darauf rechnen, dass er entweder von einem benachbarten Herd neues Material erhalten oder, falls er allein stehen sollte, aus dem Erdinneren auf die von uns angegebene Weise eine Erneuerung erfahren hat. In beiden Fällen ist aber der alte vulkanische Herd für erloschen zu erklären, da sich ja eigentlich ein neuer Herd an der Stelle des alten gebildet hat.

Vulkane, die schon seit mehreren Jahrtausenden im Solfatarenzustand verharren, ohne dass es zu einem Ausbruch gekommen wäre, und Vulkane mit mehr oder weniger heissem Kratersee, die ebenfalls schon seit mehreren tausend Jahren nicht mehr tätig waren, können, wenn sie eine geringe Grösse besitzen und sich in der Nähe tätiger Vulkane befinden, auch zu den zweifelhaft tätigen Feuerbergen gerechnet werden; wenn sie aber von erloschenen Vulkanen umgeben sind und sich, wie der Demawend, obendrein durch gewaltige Grösse auszeichnen, dann ist sicher anzunehmen, dass ihr Herd dem Tod verfallen ist.

In Gebieten mit fehlenden oder nur ganz dürftigen oder auch ganz jungen geschichtlichen Nachweisen müssen natürlich hauptsächlich die oben angeführten Kriterien die Geschichte ersetzen. Meistens behält ein Vulkanherd wenigstens im allgemeinen sein ursprüngliches Eruptionszentrum bei, wobei

allerdings bei den meisten grösseren Vulkanbergen wohl infolge des Lavadruckes die Ausbrüche aus seitlichen Spalten erfolgen und so oft zur Bildung parasitischer oder Schmarotzerkegel (Seiten- und Nebenkrater) führen, die kaum entstanden, meist auch schon wieder erloschen sind. Nicht selten aber erfolgt ein Wandern des Eruptionszentrums auf der vulkanischen Spalte, so dass, wie beim Ätna, eine Verschiebung der vulkanischen Achse eintritt, ja es gibt manche Vulkanherde, deren Ausbruchsstellen bei jeder Reaktion wechseln, wobei sich meistens die Tätigkeit in dem Auswerfen kleiner Kegel erschöpft, die dann nur einmal tätig sind. Diese Erscheinung erklärt sich wohl damit, dass ein gemeinsamer grosser Herd nach einer oder verschiedenen Richtungen Gänge aussendet, die eigene Lavaherde schaffen. Da sich nun in diesen Fällen ein bestimmtes Ausbruchszentrum eigentlich nicht feststellen lässt, so wird man manchmal nur von aktiven, intermittierenden, dubioaktiven und erloschenen Vulkanbezirken sprechen können, wie sich überhaupt auf alle Vulkanbezirke die Einteilung der Vulkane nach ihrer Tätigkeit übertragen lässt.

Bevor wir an die Erfüllung unserer Hauptaufgabe gehen, wollen wir noch kurz das äussere Wesen der vulkanischen Schöpfungen berühren. Ganz allgemein hat man bei vulkanischen Ausbrüchen zu unterscheiden zwischen Zentral- und Spalten- (oder Massen- oder Labial-) eruptionen.[1]) Das Endergebnis der ersteren ist manchmal nur eine kreisrunde (oder ovale Öffnung, ein meist tiefer Explosionstrichter („Maar", oft mit Wasser gefüllt), wenn nur geringe Mengen (lockeren) vulkanischen Materials ausgeworfen worden sind oder die Explosivstoffe meist wieder in den Schacht zurückfielen oder auch wenn ein früherer Bau durch eine Explosion zerstört wurde (Tarawera 1886), fast immer aber ein meist kegelförmiger Berg,[1]) Vulkan im allgemeinen Sinn, der, falls ein Stratovulkan, d. h. entweder Aschen- oder Bimsstein- oder Schutt- oder Schlacken- oder Schichtkegel (aus wechselnden geschichteten Tuffen und Lavaströmen), auf seinem

[1] Nach Supan a. a. O. 375 ff.

Gipfel stets einen Krater trägt (Kraterkegel), der dagegen, wenn er ein kuppenförmiger Lavahügel (Quellkuppe, Domvulkan, mit Zwiebelstruktur) ist, kraterlos erscheint. Das Endprodukt der Labialeruptionen ist entweder eine Kette von Kratern oder ein Kammgebirge oder (oft mächtige) Lavatafeln und Lavaplateaus,[1]) entstanden durch Lavaausflüsse aus offenen Spalten ohne Kraterbildung. Dieser Art der Spalteneruption, im Tertiär anscheinend ziemlich häufig, begegnen wir in postglazialer Zeit sehr selten.[2]) Eine genetische Einteilung in monogene und polygene[3]) Vulkane lässt sich schon deshalb nicht durchführen, weil es im Einzelfall oft rein unmöglich ist, einen Vulkan einer von beiden Klassen einzureihen, und vom genetischen Standpunkt aus ist auch v. Seebachs[4]) Zweiteilung in homogene und Stratovulkane nicht aufrecht zu erhalten, da dieselbe nur auf der Zusammensetzung, dem inneren Bau der Vulkane beruht und die bisher genau untersuchten homogenen Vulkane sich wenigstens teilweise als Denudationsreste von Stratovulkanen oder als denudierte Lakkolithe ergeben haben.

Ausgehend von der wohlberechtigten Voraussetzung, dass die Vulkane der Vorzeit nicht auf andere Weise entstanden sind als die der Neuzeit, können wir wohl mit Recht behaupten, dass die allermeisten Vulkane, die grossen sicherlich alle, polygener Natur sind, d. h. durch mehrere zeitlich verschiedene Ausbrüche entstanden sind und noch entstehen, eine Annahme, die meist schon durch die Struktur bestätigt zu werden scheint. Es wäre auch zu befremdend, annehmen zu müssen, dass die oft tausend Meter hohen Tertiärkegel monogen seien, abgesehen davon, dass stichhaltige, wirklich einwandfreie Gründe dafür bisher nicht angegeben werden konnten. Einen Vulkan deshalb monogen zu nennen, weil er keinen Krater besitzt, geht gewiss in sehr vielen Fällen zu weit, da sich doch vielfach herausstellen wird, dass der Krater eben der Zerstörung anheimgefallen.

---

[1]) Ebd.

[2]) So floss z. B. nach Thoroddsen (a. a. O. 49) auf Island erst in nachdiluvialer Zeit aus der 30 km langen Eldgjá Lava, ohne dass es zu einer Kraterbildung gekommen wäre.

[3]) Nach Stübel, Die Vulkanberge in Ecuador (1897), u.: Ein Wort über den Sitz der vulkanischen Kräfte, in der „Gegenwart" 1901.

[4]) Supan 614.

Wie umgestaltend die Erosion auf einen Vulkanbau einwirken kann, sieht man an den oft sehr tiefen, radial verlaufenden Schluchten (Barrancos),[1]) denen wohl nur sehr selten tektonische Linien zu grunde liegen, und besonders an den meist von mächtigen Wänden umschlossenen Kesseltälern (Calderas), deren Steilwälle gewöhnlich an der niedrigsten Stelle (eben durch Barrancos) bis zum Boden talartig geöffnet sind. Sie bildeten wohl in den meisten Fällen ursprünglich einen oder auch zwei oder drei benachbarte Krater, die durch Explosionen teilweise zerstört und durch folgende Erosion und Denudation erweitert und weiter umgestaltet wurden oder die auch manchmal nur die Folge der andauernd wirkenden erosiven Kraft darstellen; manche aber sind zweifellos nur stark erodierte Gipfeleinsenkungen, entstanden durch plötzliches Zurücksinken eines im Schachte aufgestiegenen Lavasees, wie denn bei gar manchen zusammengesetzten Vulkanen, d. h. bei Calderabergen mit Zentralkegeln, die Einsenkung gleichzeitig mit der Entstehung des jungen Kegels vor sich gegangen sein mag.

[1]) Der Name stammt von den Kanaren und bezeichnet dort jedes Engtal im Gegensatz zum weiten Tal („Valle").

I. Die tektonischen Störungen auf dem Festlande und den Inseln Afrikas.

Allgemeines.

Nachdem wir nun im vorausgehenden gesehen, dass das Auftreten von Vulkanen meist an Dislokationen gebunden ist, so können wir, sobald aus unserem Gebiet mehr oder minder grosse Störungen der Erdrinde (Bruchspalten bezw. Bruchzonen und Versenkungen) bekannt sind, auch mit einiger Sicherheit auf stellenweises Vorkommen von Vulkanen schliessen. Da wir auch die afrikanischen Inseln in den Bereich unserer Betrachtung ziehen, so wollen wir, bevor wir auf obige Verhältnisse näher eingehen, angeben, welche Inseln wir unter diesem Begriff zusammengefasst wissen wollen.

Unter afrikanischen Inseln sind eigentlich nur die dem afrikanischen Festland benachbarten, noch dem Kontinentalsockel aufliegenden zu verstehen, wie Pemba, Sansibar, Mafia, Dahlake, Bissagosinseln u. s. w., auch Sokotra als offensichtliche Fortsetzung des Somalihornes. Schliesslich können auch noch die Guineainseln dazugerechnet werden, da sie mit benachbarten festländischen Teilen (Kamerunberg u. s. w.) eine sehr charakteristische geologische Provinz [1]) bilden. Wenn wir dagegen auch die Kapverden, Kanaren und Madeira zu den afrikanischen Inseln zählen, obwohl sie ihrem Aufbau und ihrer Natur nach in keinerlei Beziehungen zum benachbarten Festland stehen, vielmehr fast völlig auf den Atlantischen Ozean hinweisen, so sind wir dazu eigentlich nur nach dem Herkommen berechtigt, weniger aus dem Grunde, weil sie dereinst vielleicht doch mit dem Festland wenigstens mit ihrer Unterlage in Verbindung gestanden sein können. Auch die küstenfernen ostafrikanischen Inseln (Madagaskar, Komoren, Maskarenen, Seychellen u. s. w.) müssten aus dem Bereich unserer Betrachtungen ausgeschaltet werden, da deren Natur und Menschen eine eigenartige, von dem kontinentalen Charakter stark abweichende Welt bilden;[2]) sie sollen aber gleichwohl hier, um dem Sprachgebrauche zu genügen, als afrikanische Inseln gelten.

---

[1]) Sievers-Hahn, Afrika (1901) 57.

[2]) Keller, Ostafrikanische Inseln (1898) 1.

Unsere geologischen Kenntnisse über Afrika sind, obwohl uns dieser Erdteil nach Asien am nächsten liegt, bis vor kurzem überaus dürftig geblieben, und auch jetzt reichen sie trotz aufopfernder Forschertätigkeit namentlich von privater Seite in den letzten 20 Jahren nicht hin, um ein einigermassen vollständiges Bild von den Verwerfungen des Landes zu geben. Doch müssen für unsern Zweck auch die Ergebnisse der bisher ausgeführten Beobachtungen genügen.

Afrika ist im allgemeinen ein zusammenhängendes, grossenteils (nam. im O., S. und W. bis nördlich zur Nigermündung) in Terrassen oder steilen, das Innere überragenden Randgebirgen[1]) abfallendes Hochland, das Suess[2]) mit Recht in seiner Gesamtheit als einen Teil des gebrochenen indischen Festlands, des Gondwanalandes, bezeichnet, und das sich auf weite Entfernungen hin durch eine grosse Einfachheit des Aufbaus charakterisiert. Die im Vergleich zu der abwechslungsreichen Gliederung Europas ziemlich grosse Einförmigkeit weiter Räume Afrikas rührt hauptsächlich davon her, dass das ganze Gebiet in seinen allergrössten Teilen ein sehr hohes geologisches Alter aufweist, indem es sich grösstenteils aus archäischen, auch aus altpaläozoischen und altvulkanischen Gesteinen zusammensetzt, die im Süden grossenteils wahrscheinlich schon seit der Karbonzeit[3]) vollkommen, an andern Stellen wie im Osten, in der Sahara, im Westen und Norden von der jungpaläo- bis jungmesozoischen Zeit[4]) entweder ganz oder teilweise[5]) von Meerestransgressionen

[1]) Zuweilen ohne Vorland.

[2]) Antlitz der Erde I (1885) 500 ff.

[3]) Kalahari mindestens seit dem Perm (Passarge, Kalahari 1904, 590) und ganz Südafrika ausser am Rand wenigstens seit älterem Jura nicht mehr von Meeresablagerungen bedeckt (Passarge, Ztschr. der Ges. f. Erdkde, Berl. 1904, 180).

[4]) Nach de Lapparents Feststellung wird es immer wahrscheinlicher, dass ein grosser Teil der Sahara in der Kreidezeit vom Meer bedeckt war (Globus 1903, II 243). Erst in neuerer Zeit wurden Fossilien gefunden, welche eine solche Annahme sehr bekräftigen. Aber auch ein grosses Eocänmeer wird sicher grosse Teile der Sahara überflutet haben (s. S. 36 Anm. 9).

[5]) Permo-triassische Schichten treten auf in Deutschostafrika (Zeitschr. der D. geol. Ges. 1900, Verh., 45 und Bomhardt, zur Oberflächengestaltung v. Deutschostafrika 1900, 495/513), Jura im Küstengebiet Deutschostafrikas, auf Madagaskar, in Abessinien, im Somaliland und

verschont geblieben sind und die meistens auch da den Grundstock bilden, wo jüngere Formationen und jungvulkanische Gesteine auftreten.

Aber obgleich nun so ziemlich sicher ist, dass mit Ausnahme der Atlasländer, in Ost-[1]) und fast[2]) ganz Südafrika[2]) seit Beginn der Kohlenperiode, im West- und im übrigen Nordafrika wenigstens seit der ältesten Kreidezeit jedes Anzeichen einer intensiveren Gebirgsfaltung mangelt, so wäre es dennoch weit gefehlt, wollte man, wie es vielfach noch geschieht, Afrika als ein geschlossenes, überaus eintöniges Gewölbe oder als einen einzigen nur ganz schwach gegliederten kontinentalen Block hinstellen. Denn abgesehen von dem gefalteten Atlas und den oft zu ansehnlichen Gebirgen aufgewulsteten Randterrassen oder steilen Plateaurändern (Drakensberge bis 3400 m) sind auch die inneren grossenteils aus weiten welligen Ebenen, ausgedehnten Schwellen und Becken zusammengesetzten Hochländer überall, auch in der Sahara[3]) von einzelnen Höhenzügen durchzogen und nicht selten durch aufgesetzte Gebirge, Berggruppen oder Gebirgsstöcke ausgezeichnet. Wenn nun auch zugegeben werden soll, dass gar manche dieser afrikanischen Gebirge alten Faltungen und Aufrichtungen ihre Entstehung verdanken oder auch vielfach, besonders kurze Bergketten, Berggruppen und Einzelberge das Produkt der Verwitterung, Erosion und Denudation darstellen,[4]) so sind gleichwohl sehr viele durch vertikale Bewegungen der Erdscholle gebildete Bruch- und Schollengebirge, was schon von weitem der Anblick der steilen Abfälle der meisten erkennen lässt. Und so kann

---

in Marokko (Ztschr. der D. geol. Ges 1901, briefl. Mitt. 36 und dies. Ztschr. 287).

[1]) Meyer, Kilimandscharo (1900) 293.

[2]) Das kapländische Faltengebirge entstand nach Passarge nach der Dyas, wahrscheinlich erst in der Trias, Zeitschr. der Ges. f. Erdkde. Berl. 1904, 176.

[3]) Dies hebt namentlich auch schon Nachtigal (Sahara und Sudan I, 1879, 112 f.) hervor.

[4]) So führt Passarge (Dtsch. Kolonialbl. 1904, 597) die Inselberglandschaften im tropischen Afrika (Betschuanaland, Adamaua, Kordofan, Dar Banda, Abessinien) auf Winderosion zurück.

man denn sagen, dass Afrika seine jetzige Oberflächengestaltung ausser tiefwirkender Erosion und Denudation zum grossen Teil tektonischen Spalten und Brüchen (meist aus der Tertiärzeit und durch warme oder heisse Quellen ausgezeichnet) und infolgedessen dem vertikalen Absinken und in geringem Mass auch Emporheben zerspaltener Schollen der Erdkruste zu verdanken hat.[1])

Da sich die Verwerfungen besonders im östlichen Teil in jeder Form finden (namentlich auch Staffelbrüche), so begegnen wir bald einseitigen Bruch-, bald ausgeprägten Horstgebirgen, Kesselbrüchen und namentlich Grabenversenkungen zum Teil von ungeheurer Grösse. Die Bruchlinien verlaufen im ganzen Gebiet vielfach annähernd meridional, meist aber entweder südwest-nordöstlich oder südost-nordwestlich und nur selten ostwestlich. Da in Ostafrika für die beiden Hauptrichtungen die Bezeichnungen Somalisystem (weil der Richtung der Somalihalbinsel folgend) und Erythräisches System (weil durch das Rote Meer gekennzeichnet) bereits vielfach im Gebrauch sind, so wollen wir diese eigentlich nur für dieses Gebiet bestimmten Ausdrücke der Einheitlichkeit halber auf die analogen Richtungen in ganz Afrika ausdehnen.

Wir werden uns darauf beschränken, im folgenden in möglichster Kürze hauptsächlich nur die tektonischen Störungen anzuführen, welche uns auch später wieder begegnen werden, also die relativ jungen, können aber allerdings nicht umhin, zur Vervollständigung des tektonischen Bildes manchmal auch noch andere hereinzuziehen.

Sowohl aus rein technischen Gründen als auch nach dem Reichtum und der Grossartigkeit der Dislokationen wollen wir bei unsern Untersuchungen Afrika in die schon äusserlich gegebenen zwei Teile teilen, in den trapezförmigen nördlichen ohne Abessinien und das südliche Dreieck mit Abessinien. Auch diese zwei Hauptstücke gliedern sich wieder in mehrere Teile,[2]) so der Norden in die Atlas- und

[1]) Meyer, Kilimandscharo 1900, 293.

[2]) Leider müssen wir aus obigen Gründen verzichten, uns der trefflichen orographischen Einteilung Afrikas durch Passarge (Kal. 1904, 26)

Saharaländer und das Hochland des Sudan mit Oberguinea, der Süden in die ostafrikanischen Hochlande[1] (einschliesslich Abessinien), das Kongobecken im weitesten Sinn und Südafrika[1] (bis zum untern Sambesi und Kunene).

Der Atlas.

Der Atlas, wenigstens der aussermarokkanische, ist das einzige Gebirge Afrikas, dessen Faltung und Hebung der Hauptsache nach erst in junger Zeit und zwar vom Beginn des Tertiärs (hauptsächlich im Miocän und Pliocän)[2] bis in den Anfang des Quartärs erfolgte, wodurch er sich in die

---

anzuschliessen. Nach ihm „bildet, abgesehen von den Atlasländern, das über 500 m hohe Land im O. u. S. eine zusammenhängende Masse, die von der Mündung des Chor Baraka am Roten Meer zur Kuansamündung in Angola streicht. Von dieser Masse gehen drei, durchschnittlich 500–1000 m hohe Bodenschwellen aus, die eine am Roten Meer in der Arabischen Wüste — Arab. Schwelle —, die zweite vom Nilseenhochland über Darfur, Tibesti ins Hochland von Hoggar — Libysche Schwelle —, und die dritte umgreift den Meerbusen von Guinea vom Kongo bis zum Gambia — Guineaschwelle. Zwischen diesen Schwellen liegen zwei mehr oder minder tiefe Buchten, eine östliche, die der Nil durchströmt, und eine westliche, die von der westlichen Sahara, dem Tsadsee und Kongobecken eingenommen wird.“ Nach der 1000 m-Kurve aber gliedert sich „der Erdteil deutlich in ein südöstliches Hochplateau, das in Abessinien und dem Somaliland beginnt, an der Ostküste — vom Vorland abgesehen — zum Kap verläuft, an der Westküste bis zum Kuansa reicht und dann wieder nach Abessinien verläuft“ – Hochafrika und in ein „niedriges in Schwellen und Becken zerfallendes Tafelland“ — Niederafrika.

[1]) Ostafrika in unserm Sinn ist der nordöstliche Teil von Passarges Hochafrika und ist von Südafrika im engeren Sinn durch die Einschnürungen des untern Sambesitales (bis zur Kasuemündung) und den Moerosee getrennt. Südafrika in unserm Sinn ist im Norden durch eine hypothetische Verbindung des untern Kunene mit dem mittleren Sambesi und nicht, wie eigentlich natürlich, durch die Wasserscheide zwischen Sambesi und Kunene einer- und Kongo andererseits geschieden.

[2]) Nach Pervinquière, Étude géol. de la Tun. centr., 1903, 252 ff. erfolgte die Hauptfaltung in Tunis nach dem mittleren Miocän und reichte bis ins Pliocän; nach Th. Fischer (Geogr. Ztschr. 1903, 68) erfolgte die Auffaltung des alger. Saharaatlas hauptsächlich im Eocän und Miocän.

Kette des mediterranen Faltungsgebirgszugs einreihte.[1]) Gleichzeitig mit diesem Faltungsvorgang setzten im ganzen Atlasgebiet, also auch im marokkanischen Atlas, der im Tertiär anscheinend grösstenteils schon gebildet war,[2]) grosse Bruchbewegungen[3]) (Parallel- und Querbrüche) und weitgehende Verwerfungen[4]) namentlich im Norden ein, die zur Bildung von Horsten[5]) und grösseren und kleineren Versenkungen führten. Damals sanken auch auf peripherischen Brüchen die heute unter dem Mittelmeer begrabenen Gebiete zu bedeutender Tiefe ab, wodurch der Zusammenhang mit Eurasien zerstört wurde, und es blieb nur ein kleiner Rest[6]) des archäischen ehemaligen Gebirges hauptsächlich in Gestalt von Halbinseln und zum Teil auch von küstennahen Inseln erhalten.[7]) Erst in der späteren Tertiärperiode und in postglazialer Zeit wurde durch Einbrüche die frühere Verbindung mit den Apenninen und (in der Quartärzeit) die letzte Verbindung (jetzt Strasse von Gibraltar) mit den Bätischen Cordilleren endgültig zerstört.[8]) Auch die meist steil aufsteigende ozean. Küste Marokkos ist vorwiegend als neutrale Schollenküste aufzufassen, die vielleicht durch einen Bruch entstanden

[1]) Schnell, das marokkanische Atlasgebirge, Pet. Erg. Heft 103, 19.

[2]) Ebd. 20; nach Th. Fischer (Geogr. Ztschr. 1903, 68) scheint hier die faltende Bewegung schon mit Abschluss der Kreidezeit geendet zu haben. Nach neueren Ergebnissen aber haben auch hier noch bedeutende tertiäre Faltungen stattgefunden.

[3]) Schnell, 44 ff., 83, 86 ff.

[4]) E. Fischeur, Descript. géol. de la Kabylie du Djurjura, Alger 1890, 220 ff. Le Mesle, Giol. de la Tun. im Bull. soc. géol. de France 1890, vol. XVIII 209–219.

[5]) G. Rolland, Grande faille du Zaghouann, l. c. 1889, XVIII 29–49.

[6]) Schnell a. a. O. 20.

[7]) Das beste Bild von den tektonischen Verhältnissen Algeriens erhält man durch den kleinen Aufsatz von Bernard und Fischeur Les régions naturelles de l'Alg. in den Ann. de géogr. 1902 XI nro. 10.

[8]) Schnell a. a. O. 19. Blanckenhorn, Geognost. Verh. von Afr. I in Pet. Erg. H. 90, 3; nach Th. Fischer, a. a. O., 66 ist die Strasse von Gibraltar durch noch heute fortschreitende Meereserosion entstanden und nicht infolge eines Einbruchs, was auch viel wahrscheinlicher sein dürfte.

ist, da wiederholt Erdbeben die Küste heimsuchen.[1]) Sicherlich verdanken viele der zahlreichen Thermen und Mineralquellen diesen Dislokationen ihre Entstehung und, wie aus oft starken Erdbeben[2]) und aus Strandverschiebungen hervorgeht, dauern die Störungsprozesse im Atlasgebiet in geringem Masse bis heute fort. Auch die geologische Scheidefurche[3]) zwischen Atlas und Sahara, bezeichnet durch das Bett des Wadi Draa und des Wadi Dscheddi und die Einsenkungen und bis 30 m unterm Meer liegenden Depressionen der Schotts und das Becken von Biskra, stellt wahrscheinlich, im Osten bestimmt, eine tektonische Bruchzone dar.

Die Sahara.

Wie im Atlasgebiet finden sich Abbrüche und Senkungsfelder auch in der Sahara an den verschiedensten Stellen, so gegen die noch einförmigen Landschaften des Sudan,[4]) und kleinere oder grössere Kessel- oder Längsbrüche oder andere tektonische Ursachen liegen jedenfalls auch, wenigstens teilweise oder in letzter Instanz,[5]) was auch das öftere Vorkommen von warmen und heissen Quellen bezeugen konnte, der Entstehung der vielen tief liegenden Oasen (Oasen Baharije, Charge[5]) u. s. w.), Depressionen (Oasengruppe Siwa) und gar mancher langgezogenen Trockentäler oder Wadis[6]) (Wadi el Araba, Natron,[7]) Moghara etc.)[5]) zu grunde.

In Ägypten fanden, abgesehen von der älteren Zeit (Karbon) in der Übergangszeit von der Kreide zum Eocän[8]) an mehreren Stellen Gebirgsbewegungen statt, wobei die

---

[1]) Th. Fischer, a. a. O. 71.

[2]) Die Erdbeben sind besonders häufig im alger. Küstengebiet, La Géogr. 1904, V, 127.

[3]) Schnell a. a. O. 19.

[4]) Sievers-Hahn, Afrika, 1901, 492 u. 62.

[5]) Blanckenhorn, Neues zur Geol. und Paläontol. Ägyptens, in Ztschr. der D. geol. Ges., 1901, 344 f.

[6]) Viele Wadis weisen nach Blanckenhorn (a. a. O. 334 f.) Verwerfungen auf, und umgekehrt haben Verwitterung und Erosion auch in Ägypten viele Verwerfungen in Täler verwandelt (a. a. O. 350).

[7]) Ders., 317; endgültig durch pliocänen Einbruch entstanden.

[8]) Blanckenhorn, a. a. O. 59 f.

Schichten der oberen Kreide an verschiedenen Orten, so besonders zwischen[1]) Theben und Kene im Niltal, in Wadi Araba, im N.W. der Grossen Pyramiden[2]) und in den Oasen Bahonije und Farafra, durch Staffelbrüche zerrissen wurden. Aber auch im Eocän und Oligocän[3]) fanden auf ägyptischem Boden tektonische Bewegungen und einfache Verwerfungen oder Abstürze statt, an welch letzteren namentlich (zwischen Abu Rousch und Gebel Schebrewet) auch das Mio- und Pliocän reich sind.[4])

So erfolgte zu Anfang des Miocäns in der Hauptsache der nördliche Abbruch der Ägypt. Wüste zum Delta,[3]) wobei grössere und kleinere Schollen als Horste (Gebel Geneffe) stehen blieben, zwischen denen unregelmässige Grabenversenkungen stattfanden; so durchziehen Ägypten auf beiden Seiten des Nil südlich bis zur Oase Selima geologisch junge (pliocäne), vorwiegend erythräisch[5]) oder senkrecht dazu gerichtete Antiklinalen und Verwerfungen[6]). So scheint auch die dreieckige Depression Fajum allseits von (pliocänen) Verwerfungen umgrenzt zu sein,[7]) wie besonders der Birk el Karun die Streichrichtung einer bedeutenden stufenförmigen Verwerfung[8]) bezeichnet, wodurch ein Graben entstand.

---

[1]) Hier setzt die Libysche Wüste mit einem tektonisch bedingten (mehrere Verwerfungslinien), erst nach dem Eocän (da auch diese Schichten abgesunken) entstandenen Bruchrand zum Niltal ab (Fraas, Geognost. Profil vom Nil zum Roten Meer, in Ztschr. der D. geol. Ges. 1900, 573 ff.; Taf. 23); diese Bruchlinie setzt sich wohl im Wadi Kene nordwärts bis zur Wüste Gallala fort (ebd. 616).

[2]) In der Gegend der Gr. Pyramiden sind nach Blanckenhorn (Neues zur Geol. etc, Ztschr. der D. geol. Ges. 1900, 405, 438) wohl an vielen Stellen der Grenze von Kreide und Eocän Verwerfungen vorhanden, aber das rhomb. Kreidegebiet von Abu Roasch (vgl. Schweinfurth in Pet. Mitt. 1889, 2) ist nicht, wie Schweinfurth meint, rings von lauter Verwerfungen umgeben (ebd. 405).

[3]) Blanckenhorn, a. a. O. 1901, 63.

[4]) Ders. 61; auch in Ztschr. der Ges. f. Erdkde. 1902, 706.

[5]) Besonders im O. des Niltals (Blanckenhorn, a. a. O. 332 ff.).

[6]) Blanckenhorn, a. a. O. 350. Die grosse Verwerfung (Fraas, a. a. O. 581), die Bruchzone (ebd. 589) und zahlreiche andere Verwerfungen (ebd. 588, 591, 616, 600), die Fraas zwischen Kene und Koseir antraf, sind nachkretazeisch, vielleicht auch pliocän.

[7]) Ders. 340.

[8]) Ebd. 342 f.

Im Mittelpliocän,[1]) also zur Zeit der intensivsten Gebirgsbewegungen in Ägypten, welche dort den Boden an vielen Stellen verschoben und zertrümmerten, während gleichzeitig auch Bewegungen in Ostafrika und Teilen Syriens erfolgten,[2]) entstand durch eine Reihe von Verwerfungen[3]) der Grabeneinbruch[4]) des unteren Niltals und erst gegen Ende des Pliocäns,[5]) oder während der Pluvialperiode,[6]) wohl kaum im mittleren Pliocän, wie Fraas[7]) annimmt, durch Einsturz der grossartige Erythräische Graben,[8]) oder das Rote Meer,[9]) welche Senke sich im Golf von Sues, der nach Blanckenhorns trefflichen Ausführungen schon im Miocän[10]) in seiner ganzen Länge eingestürzt war, teilweise bis über Sues hinaus fortsetzt. Im Bereiche des Roten Meeres herrschten auch noch plistocäne[11]) tektonische Störungen, wie denn die parallel mit der Küste laufenden Staffelbrüche[12]) noch sehr jung (diluvial, teilweise sogar nachdiluvial) sind, da der gehobene[13])

---

[1]) Vgl auch Barron und Hume in Geol. Mag. N. Ser. Decade IV., Bd. 8, 1901, 154.61.

[2]) Blanckenhorn, a. a. O. 324 f.

[3]) Durch Graben-, Längs- und Querbrüche, ebd. 332.

[4]) Ebd. 309 und Ztschr. der Ges. f. Erdkde. 1902, 706; wird als erster Graben in O. und W. von Bruchlinien umrandet (330); verdient diesen Namen aber erst von Nag Hammadi ab (ebd.), wenn auch das Niltal bis fast Assuan wenigstens grösstenteils durch Einbrüche, aber vielleicht schon vorpliocänen Alters entstanden ist (ebd. 326 ff. und S. S. 33, Anm. 6).

[5]) Blanckenhorn, a. a. O., 309, 65.

[6]) Ebd. 389 f. und 410; also in pliocän-plistocäner Zeit; die Bab el Mandelstrasse bildete sich nach Gregory (Geogr. Tourn. 1894, II, 240) erst im Quartär.

[7]) A. a. O. 618.

[8]) Suess, a. a. O I, 413.

[9]) Zunächst nur als Bucht des Ind. Ozeans (Blanckenhorn, a. a. O. 389 f.); erst im älteren Quartär bestand in der Gegend des Ischmus eine Verbindung des Roten Meeres mit dem Mittelmeer (ebd. 427).

[10]) Ebd. 61, 65; zunächst nur als Bucht des Mittelmeers, ohne Verbindung mit dem Ind. Ozean (ebd. 65).

[11]) Blanckenhorn, a. a. O. 309.

[12]) Fraas, Geognost. Profil vom Nil zum Roten Meer, in Ztschr. der D. geol. Ges. 1900, 597.

[13]) Die Küste ist noch jetzt in Hebung begriffen (ebd. 612).

Riffkalk (bei Koseir) jünger als tertiär und plistocän ist,[1]) und da die jungen, sicher auch plistocänen Schotterbildungen des Wadi Ambage, also teilweise auch noch das Diluvium[2]) von der Bewegung mitergriffen würden; wahrscheinlich dauern dort die Brüche sogar heute noch an.[1])

Wie Gautier[3]) von jüngeren Dislokationen und Brüchen im hauptsächlich devonischen Muidir-Ahnetplateau berichtet, so dürfen wir wohl auch in dem somalisch streichenden, besonders im Süden schroff aufsteigenden Tümmo-,[4]) im Tibestigebirge und zerrissenen Tassiliplateau und in den wilden Bergländern von Hoggar und Asben,[5]) im Dschebel es-Soda und Dschebel Ghurian, dessen steiler Nordabfall die „Küste des alten Kontinents“ [6]) bildet, ein vielfaches Auftreten von grösseren Brüchen, Spalten und Verwerfungen wahrscheinlich meist tertiären Alters vermuten, wenn auch mangels geologischer Untersuchungen nur wenig davon bekannt ist.

Der Sudan.

Im Süden und in Oberguinea begegnen wir abermals mehr oder weniger ausgeprägten Dislokationen, und auch hier erinnern an verschiedenen Orten vorkommende, wenn auch seltene Erdbeben an ein Fortdauern dieser Bewegungen. Nach Passarge[7]) werden in Adamaua die geographischen Verhältnisse durch zwei Richtungen bestimmt, eine ostwestliche und eine südwestlich-nordöstliche (also somalische). Längs dieser Richtungen[8]) haben tektonische Bewegungen eingesetzt und grosse, zahlreiche Abbrüche[9]) meist tertiären

[1]) Fraas, Geognost. Profil vom Nil zum Roten Meer, in Ztschr. der D. geol. Ges. 1900, 617.

[2]) Ders. 616.

[3]) Le Mouidir-Ahnet, La Géogr. 1904 II, 11 ff. u. 102.

[4]) Nachtigal, Sahara und Sudan, 1879 I, 231.

[5]) Der erste europäische Erforscher (1850) dieses Gebirgslandes, Barth, nennt Asben oder Aio ein zerschluchtetes (Reisen I, 1857, 352) Alpenland (340), das aus mehreren und, wie aus den verschiedenen Abbildungen (ebd.) hervorgeht, horstartigen und wild erodierten Berggruppen (ebd. 587) zusammengesetzt ist.

[6]) Nachtigal, Sahara und Sudan, 1879, I, 113. Reclus XI, 55.

[7]) Passarge, Adamaua (1895) 387.

[8]) Ebd. 391. [9]) Ebd. 387 ff.

Alters[1]) veranlasst und so ganz Adamaua in ein grosses Schollenland verwandelt. So entstanden die ostwestlich ziehende Grabensenke des Bemutals, die wahrscheinlich erst im Tertiär im wesentlichen ihre heutige Gestalt erhielt[1]) und der Horst[2]) des Tschebtschigebirges, dessen Achse in der Verlängerung einer durch die vier Guineainseln und den Kamerunberg gehenden Linie liegt. Diese Linie, nach Passarge[2]) „Kamerunlinie" genannt, stellt in ihrem Anfang bis zum unmittelbaren Hinterland des Kamerunberges zweifellos, wie schon aus der geradlinigen Richtung der betreffenden Inseln hervorgeht, eine Bruchspalte oder Schollenversenkung dar und bildet zwar nicht bis zum genannten Gebirge und weiter bis zur Benuesenke eine ununterbrochene Spaltlinie (daher auch vielfach, aber ohne Berechtigung „Kamerunspalte" genannt), stellt aber, wie wir mit ziemlicher Sicherheit annehmen können, eine mächtige, durch Brüche, Senkungen und Verwerfungen bezeichnete Richtungslinie[3]) dar, die erst im Tertiär sich vollends ausbildete. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sich nicht einmal diese grosse Bruchlinie bis zum Tsadsee fortgesetzt nachweisen lässt. In den Randbergen des inneren Plateaus nordöstlich vom Kamerungebirge bildet sie die Achse eines ausgedehnten, vorwiegend aus ebenfalls nordöstlich, also parallel mit ihr streichenden Verwerfungslinien bestehenden Bruchsystems, dem unter anderem die hauptsächlich kristallinischen Horste[4]) der Nkossi- oder Bakosi-, Nlonako-, Rumpi- und Manengubaberge angehören.

Im südwestlichen Teil der Kolonie Kamerun umrahmt nämlich das hauptsächlich[5]) sedimentäre, im Süden nur ganz schmale,[6]) aber im Norden bis etwa 80 km breite, von der Küste ansteigende Vorland,[7])

[1]) Passarge, Adamaua (1895) 391.

[2]) Ebd. 387 ff.

[3]) Stromer von Reichenbach, Geol. der dtsch. Schutzgebiete in Afr. (1896) mit geol Übersichtskarte von Kamerun.

[4]) Hutter, Landschaftsbilder aus Kamerun, Geogr. Ztschr. 1904, 10.

[5]) Beiträge z. Geol. v. Kamerun, 1904, I. Teil von Esch, 3 bis 23.

[6]) Soll nach Esch (a. a. O. 3 u. 23) im S. nur bis wenige km nördlich von Kribi reichen.

[7]) Im allgemeinen eine ebene, aber vielfach von Tälern zerschnittene und durch kleine aufgesetzte, bis 267 m hohe Hügelketten gegliederte Fläche (Beitr., a. a. O. 3).

das nur durch den Kamerunberg unterbrochen wird, bis nördlich zu den Höhen von Birko[1]) ein ursprünglich altkristallinisches[2]) Gebirgsland,[3]) das den breiten Rand[4]) des innern, alten Hochlands bildet. Dieses Bergland gliedert sich im allgemeinen in zwei terrassenförmige, stellenweise unmerklich ineinander übergehende Absätze,[5]) in ein gewöhnlich sanfter geböschtes, nur schmales, grossenteils niedriges, 400 bis 800 m hohes[6]) Hügelland, dessen meist scharf[7]) markierte Abfallslinie zum Teil ausschliesslich[8]) die Richtung bedeutender Störungen und Bruchlinien,[9]) zum Teil aber sicherlich nur das Werk der Erosion darstellt und in das folgende, grossenteils mit gewaltigen Steilabfällen abstürzende eigentliche Randgebirge des inneren Plateaus (Ende des westafrikanischen Plateaus), das stellenweise,[10]) wie südlich von Bamesson, selbst auch wieder mit hohen Steilhängen zu dem gebirgigen Randvorland abbricht.

Es ist zweifellos, dass diese gewaltigen Abstürze der Randgebirge, namentlich in der Nordhälfte (nördlich vom Njong), von denen alle Reisenden berichten,[11]) und auch der erwähnte hohe Abfall südlich von Bamesson nicht durch Erosion allein, sondern wenigstens teilweise durch tektonische Störungen entstanden sind. So bezeichnet denn auch Esch[12])

[1]) Beitr., etc. 24.

[2]) Ebd. 3; hauptsächlich aus Gneis, Granit und Glimmerschiefer aufgebaut (23 ff.).

[3]) Esch (a. a. O. 23) nennt es eine sanft wellige oder stark bergige Landschaft.

[4]) Dieser scheint im N.W. gegen 200 km breit zu sein; wie nämlich aus den Schilderungen Hutters (Im Nordhinterland von Kamerun, 1903, 236 41 und namentlich 300 f.) hervorgeht, erfährt das innere Plateau nördlich und nordöstlich von den Rumpibergen eine grosse konvexe Ausbuchtung und soll erst nördlich von Banti bezw. südlich von Bamesson mit einem hohen zusammenhängenden (ebd. 305), nach O. fortgesetzten (ebd. 308) Steilrand aus einem am Fuss etwa 800 m hohen Hügelland bis zu 1500 m aufsteigen (306).

[5]) Fitzner, Deutsches Kolonialhandbuch, 1901, I, 63.

[6]) Beitr. 23 f. u. 31.

[7]) Ebd. 23; oft senkrechte Abbrüche, wie eine 30 m hohe Wand bei Edea (ebd. 24).

[8]) Ebd. 30.

[9]) Ebd. 24.

[10]) Ebd. 25.

[11]) Von Schimmelpfennig (Danck. Mitt. 1901, 162) z. B. berichtet von einem sehr steilen, bis 700 m hohen Abstieg bei Jabassi, ähnliches Ziemann (ebd. 1904, 138) von den Bakossibergen, und weiter (ebd. 1904, 611) wird erzählt, dass der oft steile, 7– 800 m hohe Plateauabfall von unten gesehen stellenweise eine schroffe Bergkette von 8—900 m darstelle.

[12]) Beiträge, I, 3.

die bergige Randlandschaft als ein altkristallinisches Bruchgebiet, das nördlich von der Bruchlinie Njanga[1]-Ritta[2] (also der Berglandschaft nordöstlich vom Kamerunberg) hauptsächlich durch nordöstlich-südwestlich und nur untergeordnet auch durch ostwestlich streichende Brüche oder Verwerfungen[3] in ein Land mit weit ausgedehnten Senkungsfeldern und steil aufsteigenden, mächtigen, bis 2000 m hohen Horsten verwandelt wurde.[4] Einen solchen, somalisch streichenden, etwa 2000 m hohen altkristallinischen Horst, der nach S.O. äusserst steil und vielfach in senkrechten Wänden abfällt, bilden die Rumpiberge,[5] während die vom Mungo durchflossene und von kleinen Brüchen durchzogene, von Esch so benannte Bakundusenke nach ihm[5] eine etwa 40 km breite, zwischen Rumpibergen und Mungozug (im O.) abgesunkene Scholle (mit wenigen hohen Gneishügeln) darstellt, die gerade in der Kamerunlinie zu liegen und sich im Batom- und Banjanghügelland nach N. fortzusetzen scheint.

Der Mungozug Eschs,[6] mehrere annähernd bis 1100 m hohe Höhen, welche rechts vom Kiddebach südwestlich ziehen und im südlichen Teil vom Verwerfungstal des Mungo durchschnitten werden, kennzeichnet sich gleichfalls als ein hauptsächlich altkristallinisches Schollengebirge, das nach S.O. in sehr steilem, fast senkrechten Absturz um 3—400 m und nach W. ungeheuer steil zum Mungo abfällt.[7] Auch das im N.O. sich anschliessende Basaramigebirge,[8] das im O.[9] und S.O. äusserst steil abstürzt, soll einen aus zahlreichen bis 2000 m hohen Horsten zusammengesetzten Gebirgsstock bilden. Zwischem diesem Mungozug-Bosaramigebirge (im W.), den Höhen von Bonandam (im O.) und dem Manengubagebirge (im N.), einem durchschnittlich 2900 m hohen, ostwestlich streichenden Höhenzug, der mehrere 100 m steil nach S., O. und N. abbricht und wahrscheinlich einen Horst aus alten Tiefengesteinen darstellt,[10] ist das weite, ebenfalls ursprünglich alt-

[1]) Am Dibombe.

[2]) Beiträge 31.

[3]) Ebd. 30—32.

[4]) Esch (ebd. 31) unterscheidet in diesem Gebiet folgende geol. Einheiten: Rumpiberge, Bakundusenke, Mungozug, Basaramigebirge, Nkosibruchland, Kope, Manengubagebirge, Nlonakoberge.

[5]) U. a. Esch, Beiträge 32.

[6]) Beiträge, 33. Der Mungozug bildet namentlich mit dem Kope im Nkosibruchland die Nkosiberge der meisten Reisenden.

[7]) Danck. Mitt. 1904, 155.

[8]) Beiträge, 33 f.

[9]) Setzt sich nach Ziemann (Danck. Mitt. 1904, 157) als hohes Randgebirge (im O.) ins Grasland hinein fort.

[10]) Beiträge, 42. Diehl berichtet im Kolonialblatt 1901, 552 von seltsamen, wie mit einer riesigen Pflugschar gezogenen Rissen im Norden dieses Gebirges.

kristallinische Nkosibruchland[1]) eingesunken, ein von S. in Stufen (ostwestliche Naselbrüche) ansteigendes, teilweise flaches Bergland, das im äussersten Westen einen nordöstlich gerichteten, grossenteils vom Kiddebach durchflossenen typischen Graben (den „Kiddegraben") bildet; dieser trennt in seiner nordöstlichen Fortsetzung als eine weite Talsenke Manenguba- und Basaramigebirge. Unweit östlich von dieser Grabensenke erhebt sich aus dem rings abgesunkenen Bruchland wie ein gewaltiger Säulenstumpf auf gedrungener, nach W. und N. steil abfallender Basis[2]) der typische, in der Hauptmasse syenitische[3]) Horst des Kope oder Kupe,[4]) ein überall in glatten Bruchflächen, an deren Ausbildung wohl auch die Erosion kräftig mitgewirkt haben mag, um 2—300 m senkrecht abfallender, zerrissener,[4]) bis 2070 m hoher[3]) Stock.

In Adamaua entstanden durch Parallelverwerfungen zu den beiden Hauptrichtungen u. a. die Horste des Ssari-, Alantikamassivs und Mandaragebirges, deren beider Ostrand in einer zur Kamerunlinie parallelen tektonischen Linie liegt.[5]) Der Benuesenke entlang streicht nördlich von Ngaundere der Nordrand des südafrikanischen,[6]) richtiger westafrikanischen[7]) Plateaus oder des Südadamauaplateaus,[8]) zweifellos eine mächtige Bruchzone, und etwas südlich davon liegt eine 150 m tiefe Verwerfung, der Bruch von Bubajata.[9]) Auch in den übrigen Teilen des Sudan[10]) und Oberguineas fehlen Verwerfungen keineswegs, doch ist noch sehr wenig darüber bekannt. So finden sich Bruchlinien zweifelsohne im zerrissenen gebirgigen Teil von Darfur, in den Küstengebieten

[1]) Beiträge, 34; vgl. auch Anm. 1.

[2]) Ebd. 39.

[3]) Ebd. 37 f.; von Diehl zuerst 1901 bestiegen, D. Kolonialblatt 1901, 551.

[4]) Beiträge, 36; die Sprünge und Spaltungen verdanken ihre Entstehung wohl teilweise nur der Verwitterung und Erosion und nicht ausschliesslich tektonischen Bewegungen.

[5]) v. Stromer a. a. O.

[6]) Passarge 388; Dtsche. Kolonialzeitung 1903, 401.

[7]) Danck. Mitt. 1904, 138.

[8]) v. Stromer 182.

[9]) Passarge 374, 388.

[10]) Vielleicht stellt auch der steile, nach der Karte durchschnittlich 300 m hohe Steilabfall der von Graf Zech (Danck. Mitt. 1904, 107) Moalgebirge genannten, sicherlich über 510 m hohen Landstufe in Nordtogo (10° 40' —42' n. Br.) einen tektonischen Abbruch vor.

von Liberia, in den alten Gebirgen von Französisch-Guinea;[1]) so scheint auch die Halbinsel Sierra Leone teilweise durch tektonische Vorgänge entstanden zu sein, worauf noch heute häufige Erdbeben[2]) schliessen lassen, und auch die Bucht von Gorée südlich vom Kap Verde sich durch einen Einbruch gebildet zu haben. Sicherlich stellen auch Teile der Küste des Westsudan Bruchlinien mit einzelnen Querbrüchen dar, wie wahrscheinlich auch die bis 12 km breiten und gegen 70 m tiefen, sehr steilen und sehr hochufrigen Täler, die in Nordwestsokoto die Gegend von Süden nach Norden durchfurchen,[3]) und die nicht, wie Elliot[4]) meint, wenigstens grösstenteils[5]) trocken gewordene Flusstäler sind, sondern wenigstens teilweise durch Einbrüche entstanden sein werden, da ihre Sohle weder Flussgerölle noch Muscheln enthält.[6])

Ostafrika.

Der Grosse Ostafrikanische Graben.

All die bisher geschilderten grossen und kleinen Dislokationen müssen weit zurücktreten hinter den gewaltigen tektonischen Störungen, die Ostafrika im weitesten Sinn zu einem ausgedehnten Schollenland,[7]) zu einem der geologisch

[1]) Bei Kade drei heisse Quellen. Pet. Mitt. 1895, 164.

[2]) Reclus XII 346. Sievers-Hahn 427.

[3]) Elliot (The anglo-french Nig.-Chad Bound. Comm., Geogr. Journ. 1904 II, 511, Karte 616).

[4]) Ebd. 512.

[5]) Auch Elliot hält es für sehr wahrscheinlich (ebd. 510), dass der untere Teil des trockenen Flusstals („Dallol") Mauri und dessen Gabelung (Rafin Foga) einen doppelten Bruch bilde, ähnlich den Grabenbrüchen in Ostafrika.

[6]) Le Tour du Monde 1905, No. 3, Cour. géogr. Interessant ist die Tatsache, dass bei dieser Grenzbestimmung im Kalk eine Menge von Echinoiden entdeckt wurden (Elliot, a. a. O. 512), die nur im Eocän vorkommen (ebd. 521). Es ist also jetzt sicher, dass im Eocän ein Meer nicht nur von Tunis und Tripolis nach Arabien und südlich nach Somaliland reichte (ebd. 521), sondern sich grossenteils über das ganze nördliche Afrika ausdehnte, und dass, wie Suess schon annahm, Sahara, Arabien und Nordwestindien (da die Fossilien Elliots den indischen ähnlich sind) mit dem Mittelmeer ein einheitliches Binnenmeer bildeten.

[7]) Stuhlmann, Mit Emin Pascha ins Herz von Afrika (1894) 831.

interessantesten Gebiete der Erde gemacht haben. Da eine zusammenfassende Schilderung dieser Verhältnisse bisher nicht vorliegt, so möge es uns, abgesehen von anderen, aus dem Lauf der Abhandlung zu ersehenden Gründen, gestattet sein, im folgenden eine allgemeine, aber wohl genügende Zusammenfassung zu geben.

Ostafrika, ursprünglich gewiss ein einförmiges Hochland, das in seinem Grundbau hauptsächlich aus Gneis, kristallinischen Schiefern und weniger aus Granit aufgebaut ist, hat in Verbindung mit Erosion und Denudation durch Spalten und Verwerfungen, die zur Bildung ganz gewaltiger Brüche (Kessel- und namentlich Grabenbrüche) und mehr oder minder grosser Horste geführt haben, eine mächtige Umformung erfahren.[1]) Schon ein Blick auf die Karte lässt ersehen, dass eine Kette abflussloser Seen sich von etwa 4° südl. Br. bis zum Rudolfsee und dann weiterhin bis zum Roten Meer erstreckt. Die lange Erstreckung vieler derselben zwischen Steilufern lässt wohl darauf schliessen, dass sie in tiefen Mulden, in einem Einbruch liegen. Auf Grund der Ergebnisse der Telekischen Expedition 1887/88 kam v. Höhnel[2]) zur Erkenntnis, dass sich ein verhältnismässig niedrig gelegener Streifen Landes in fast meridionaler Richtung ungefähr im Verlauf des 36° ö. L. von 5° s. B. bis zum Rudolfsee erstrecke, eine tektonische Erscheinung, der er wegen des hervorstechend grabenartigen Eindrucks, den sie stellenweise hervorrufe, die Bezeichnung „Graben“ oder „Senke“ beilegte. Nach den neuesten Forschungen setzt sich, was grösstenteils schon Suess[3]) angenommen, dieser Graben, wenigstens mit deutlichem Westrand, nach Süden über den Njassasee[4]) bis zum obern Schire fort und verläuft nordöstlich

[1]) Bildet jetzt ein reich gegliedertes Hochplateau mit erhöhten Rändern und zahlreichen tektonischen Gräben im Inneren. Passarge, Kalahari (1904) 26.

[2]) Beitr. zur geol. Kenntnis des östl. Afrika I. Teil, in Denkschr. der Wiener Akad. Bd. 58 (1891) 447 f.

[3]) Beitr. etc. 4. Teil, ebd. 574 ff.

[4]) Bernhardt, zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafr. (1900) 435. C. Peters, Das deutschostafr. Schutzgebiet (1895)

vom Rudolfsee, durch den Stephanie-, Abai-, Abassi-, Suaisee u. s. w. und den Lauf des Hawasch gekennzeichnet, bis zum Roten Meer, ja man hat ihn sich fortgesetzt[1]) zu denken, durch die Einsenkung des Roten Meeres und den Syrischen Graben (Totes Meer, Jordantal u. s. w.) bis an das Taurische Gebirge (etwa 36° n. Br.), so dass seine Länge sich über 50 Breitengrade erstreckt. Dieser Graben, in seiner Gesamtheit „Grosser Graben" genannt, von Suess, wenn auch nur sehr entfernt, mit den Rillen des Mondes verglichen,[2]) wird von keiner Dislokationsstörung auf der ganzen festländischen Erde an Aushednung übertroffen. Der in Ostafrika liegende Teil, der „Grosse Ostafrikanische Graben", von Gregory[3]) Great Valley, auch Great Rift Valley genannt, vom obern Schire bis zum Roten Meer, von ausgesprochen grabenartiger Gestalt, stellt sich dar als eine Zone tektonischer Brüche und tiefer Einsenkungen mit mehrfach wechselnder Richtung und wechselnder Breite und Tiefe, mit im allgemeinen in beträchtlicher Meereshöhe liegender Sohle, die nur am Nord- und Südende stellenweise unter das Meer hinabsinkt und mit durchschnittlich sehr deutlich ausgeprägten, ja vielfach sehr hohen und steilen Grabenwänden. Er ist gekennzeichnet durch zahlreiche Seen, die alle einst viel grösser waren,[4]) und lange, oft wasserarme Flüsse, durch Salzsteppen und alte Seebecken, und ist in seinem grössern Teil abflusslos, da er nur im Süden durch Schire und Ruaha zum Meer entwässert wird. Er ist nicht wie der Rheinische Graben, mit dem er sonst sehr viel Ähnlichkeit besitzt, zwischen zwei Horsten eingesenkt, sondern zwischen Hochländern, die ganz oder wenigstens in ihrem Grundstock aus Granit, Gneis und kristallinischen Schiefern, weniger aus paläozoischen Schichten bestehen, und deren vielfach aufgewulstete Ränder als Gebirge erscheinen. Haupt-

35, 246, 352. Kohlschütter, Grabenländer im nördl. Deutschostafr., Ztschr. der Ges für Erdkde. (1901) 152

[1]) Beitr. etc. 4. Teil 571 ff.

[2]) Ebd. 579.

[3]) Geogr. Journ. 1894 II, 297.

[4]) Ebd. 290.

sächlich hinsichtlich der verschiedenen Richtung lässt sich der Grosse Ostafrikanische Graben in vier, teilweise nur sehr lose miteinander verbundene Teile gliedern: den hauptsächlich erythräisch streichenden „Njassagraben“ [1]) bis etwa 8° 40′ s. Br., den schwach zickzackförmigen, annähernd meridionalen „Massaigraben“ [2]) bis zum Rudolfsee, den „Abessinischen Graben“ [3]) bis etwas über 9° n. Br., der nördlich vom Stephaniesee in die somalische Richtung umbiegt, endlich in die Landschaft „Afar“ [4]) im weitesten Sinn bis zum Roten Meere.

Der Njassagraben beginnt etwa unter 15° s. Br. im Tal des obern Schire [5]) und wird hauptsächlich vom Njassasee eingenommen. Wie durch Bornhardt [6]) unwiderleglich nachgewiesen, verdankt dieser See einem in geologisch junger Zeit erfolgten grabenartigen Einbruch seine Entstehung. Da der Seeboden stellenweise [7]) mehrere hundert Meter unter den Spiegel des Indischen Ozeans hinabreicht und die beiderseitigen Hochlandsränder sich bis zu einer Meereshöhe von über 2000 m erheben, so bildet der Njassagraben sowohl die tiefste Einsenkung des Grossen Ostafrikanischen Grabens als auch infolge des oft mauerartigen Abfalls der Steilwände [8]) einen der ernstesten Seen der Welt.

---

[1]) Bornhardt a. a. O. 435. Dantz, Ergebn. der geol. Exped., Danck. Mitt. 1900, 41.

[2]) Da er grossenteils durch Massaigebiete führt.

[3]) Weil er nur in abessinischem Gebiet liegt.

[4]) Suess, Beitr. etc. 4. Tl. 564.

[5]) Ebd. 574.

[6]) A. a. O. 434. Moore, Geogr. Journ. X 1897, 289 ff. will den Njassasee nicht zur Reihe der ostafrikanischen Grabenseen rechnen, da er angeblich keine Spur von Bruchlinien gefunden habe. Kohlschütter (Danck. Mitt. 1900, 33) stellte aber durch Pendelmessungen einen Massendefekt im Njassagraben fest

[7]) Bei einer Spiegelhöhe von 520 m ü. M. (Pet. Mitt. 1899, 197) beträgt die grösste Tiefe 790 m (nach Moore, ebd. 1900, 171), nach Fülleborn aber, der den See 1899 ebenfalls untersuchte, 900 m (Globus 1900 Bd. 78, 131).

[8]) Engler, S.-Ber. der Berl. Akad. 1902 I 215 u. Glob. 1900, Bd. 78, 131.

In 70 km Entfernung vom Nordende des Sees[1]) erleidet das Einbruchsgebiet eine Gabelung[2]) in zwei nach verschiedener Richtung sich erstreckende Bruchfelder. Das eine, das nach N.W. zum Rikwasee, der gleichfalls einem Grabenbruch angehört, hinüberzieht,[3]) hat langgestreckte grabenförmige Gestalt und muss seiner Richtung nach als die eigentliche Fortsetzung des Njassagrabens angesehen werden. Das zweite, welches den Oberlauf des Ruaha[4]) mit den Landschaften Usangu und Ubena und weiterhin den Oberlauf des Bubu in sich enthält und den Anfang des Massaigrabens bildet, erstreckt sich mehr in die Breite und stellt sich als ein grosser Quereinbruch zum Njassa-Rikwagraben dar.[5])

Wenn auch der Massaigraben kaum als direkte Fortsetzung des Njassagrabens bezeichnet werden kann, so steht er doch wenigstens mit ihm in Verbindung und man ist daher wohl berechtigt, zum Grossen Ostafrikanischen Graben auch noch die Njassasenke zu rechnen.

Der Massaigraben bleibt in seiner ganzen Ausdehnung bis zum Rudolfsee ohne Unterbrechung. Allerdings ist nur im Anfang bei der Ruahasenke sowohl der Ost-[6]) als ganz besonders der Westrand,[7]) der von einem schroffen Gebirgsabfall gebildet wird, durchaus als Grabenrand ausgeprägt, während weiterhin bis etwa 6° s. Br. der Charakter eines Grabens verhältnismässig wenig gewahrt bleibt. Zwar

[1]) Auf dieser Strecke durch die Täler der Kilwa, des Bufilio etc. bezeichnet.

[2]) Bornhardt a. a. O. 435.

[3]) Als Beginn des Rikwagrabens gilt das Tal des Songwa; dieses setzt nur durch einen schmalen Querrücken getrennt das der Kilwa fort.

[4]) Bornhardt a. a. O. 472; auch Dantz a. a. O. 41 u. 126.

[5]) Dantz dagegen fasst die breite Ruahasenke als nördliche Fortsetzung des Njassagrabens auf (a. a. O. 126); in den Verhandl. der D. geol. Ges. 1900, 46 lässt er es übrigens auch dahingestellt sein, welche Senke man als Fortsetzung ansehen, oder ob man eine Gabelung annehmen will.

[6]) Ztschr. d. D. geol. Ges., Verhandl. 1900, 46.

[7]) Bornhardt, a. a. O. 435.

hebt sich der Westrand durchweg deutlich ab,[1]) ja bei Kilimatinde beträgt die steile Wandhöhe sogar gegen 240 m,[2]) doch verliert sich der Ostrand in einem niedrigen Bergland[3]) und erscheint erst deutlicher erkennbar im Hügelland von Irangi.[4])

Von etwa 5° s. Br. ab behält die Senke wieder ihre typische Grabengestalt mit hohen, steilen, vielfach senkrecht oder staffelförmig[5]) abfallenden parallelen Felswänden bis zum Rudolfsee bei.

Doch bleibt der Ostrand innerhalb des deutschen Gebiets bis zum Natronsee niedriger und dacht sich sanfter zur Sohle ab als der mehr oder weniger steile Westrand,[5]) dass er nördlich vom Manjarasee fast ganz verwischt erscheint; auch noch nördlich vom Gelei zieht sich der östliche Grabenrand eine weite Strecke in mässiger Höhe und sanfter Böschung hin.[6]) Im britischen Gebiet, besonders zwischen 1° 25' s. Br. und 1° n Br., fallen die Felswände der begrenzenden Plateaus vielfach so steil ab (stellenweise 240 m[7]) fast senkrecht, was übrigens auch für den Westrand im deutschen Schutzgebiet an einigen Stellen nördlich von 6° s. Br. gilt[8])), dass Gregory[9]) für einzelne Steilränder (Kikuja-Beikipiaplateau u. s. w.), die ihn an den Steilbruchrand der Wahsatschberge im Osten des Utahsalzsees erinnerten, die Bezeichnung Fault-

[1]) Stuhlmann a. a. O. 833 sagt, dass die Westseite bei Muhalala etwas nördlich von Kilimatinde vollständig schroff hervorrage, während die Ostseite kaum merklich aus der Talsohle aufsteige.

[2]) Wilh. Junker, Vom Viktoria-Nyanza über Tabora nach Bagamoyo (1886), Pet. Mitt. 1891, 89.

[3]) Peters a. a. O. 239, 351. Nach der Darstellung von Dantz a. a. O. 126 f. scheint aber das Hochland von Uhehe auch deutlich zum Graben abzufallen, da er bei der Ruahasenke von Grabenrändern spricht.

[4]) Peters 148 ff.

[5]) v. Höhnel, Beiträge etc. 1. Tl. 451 ff. Zwischen Manjara- und Natronsee und entlang diesem (Uhlig, Ztschr. d. Ges. f. Erdk. 1905, 121) steigt der westl. Grabenrand in zwei oder drei hohen, hintereinander sich auftürmenden, aber keineswegs parallelen Wänden staffelförmig auf (Schöller, a. a. O., I, 174 u. 197); offenbar sind diese Staffeln zu verschiedenen Zeiten entstanden.

[6]) Schöller, Äquatorialostafrika, I 1901, 221.

[7]) Geogr. Journ. 1894 II, 305.

[8]) Werther, die mittl. Hochländer des nördl. Deutschostafr., Pet. Mitt. 1898, 76.

[9]) Geogr. Journ. l. c. 305 f.

Scarp anwendete.[1]) Zahlreiche Querbrüche[2]) und wohl auch Längsbrüche durchsetzen den Boden.[3])

Am Rudolfsee verliert sich wieder das Grabenartige der Senke durch Zurücktreten und Erniedrigung der Ränder, doch gelangt der Graben im nördlichen Teil besonders durch das Herantreten einer Steilkette an das Westufer wieder deutlicher zum Ausdruck.[4])

Der Rudolfsee scheint übrigens, wie aus Photographien und den Angaben von D. Smith hervorgeht,[5]) mit Ausnahme des in einer ausgeprägten Senke liegenden Südendes in einer sanften Mulde zu liegen, in weiter offener Landschaft (besonders nach O. hin),[6]) die sich ganz allmählich zum Tana und zur Dschubmündung hin verflacht, wenn dies auch mit den Angaben v. Höhnels nicht recht in Einklang zu bringen ist. Nach diesem[7]) wäre nördlich vom Kulall die Fortsetzung des südlichen Plateaurandes wieder nachweisbar und zwar würden die Steilränder einer Plateaulandschaft das Seeufer in 35 km Entfernung 110 km weit begleiten und hierauf nach O. umbiegen und sich wahrscheinlich

---

[1]) Thomson (Durch Massailand (1885) II 302) berichtet ebenfalls von diesen Steilrändern und erkannte schon 1882 den südlichen Teil des Grabens im britischen Gebiet als deutliche Senke (260 f.).

[2]) Geogr. Journ. l. c. 309

[3]) Rechnet man die durchschnittliche mittelbare Randhöhe im W. zu 1600, im O. zu 1500 m ü. M. und die durchschnittliche Sohlenhöhe des Massaigrabens zu 1100 m, so ergibt sich ein durchschnittlicher mittelbarer Höhenunterschied von 500 bezw. 400 m. Etwa bei 0° beträgt die relative mittelbare Höhe des Ostrands 400 - 600 m, etwas nördlich von 0° bis über 1000 m, am Geleiberg 3600, am Gurui 2100 m. Die unmittelbare Wandhöhe erreicht wohl höchstens nur 300 m Breite bei 5° s. Br. 46 km (Wandhöhe 190 m; v. Höhnel a. a. O. 452), am Geleiberg 13 km (ebd.), zwischen 1° n. Br. u. 1° 25' s Br. durchschnittlich 30 km. Bemerkenswert ist, dass die Grabensohle von S. nach N. und von N. nach S. gegen die Mitte ansteigt und im Naiwaschasee die grösste Höhe erreicht.

[4]) Wahrscheinlich setzt sich die Rudolfseesenke nach N. im Omstal noch bis etwa 7° n. Br. fort.

[5]) Expedition durch Somal- und Gallaländer zum Rudolfsee 1894 95 mit Karte, Pet. Mitt. 1897, 14.

[6]) Auch Maur (Geogr. Journ. 1904, I, 574), der 1903 am Ostufer des Sees entlang zog, spricht von offener Gegend im O., erwähnt aber zugleich auch etwa 15 engl. Meilen landeinwärts mehrerer isolierter, über 1000 m hoher Berge (ebd. 576).

[7]) Beitr. etc. 4. Tl. 454 u. 458

in den Irrbergen[1]) östlich vom Stephaniesee fortsetzen. Aber kein Reisender weiss etwas von Steilabfällen und stufenförmigen Abbrüchen im Osten des Rudolfsees zu berichten. Da nun der Behauptung von Höhnels doch auch selbständige Beobachtungen zu grunde liegen werden (s. auch Anm. 6 S. 41), so ist vielleicht anzunehmen, dass die ebene Steppe, welche sich nordöstlich, östlich und südlich vom Kulall ausdehnt, mit einem sanften Westrand gegen die Seite des Rudolfsees abschliesst, und dass dieser Westrand im N.O. mit dem Westrand des Tertalehochlands, also der Ostgrenze des Stephaniesees, zusammenhängt. Damit wäre auch ein Zusammenhang der Senke des Rudolfsees mit der des Stephaniesees gegeben. Da die Entfernung beider Seen kaum 50 km beträgt und offenbar die Anfangszeit der Entstehung beider Senken die gleiche war, so ist eine solche Verbindung wahrscheinlich, aber nicht notwendig. Nun scheint der Westabfall des Tertale noch etwas weiter nach S. sich fortzusetzen, und überdies erstreckt sich der Stephaniesee fast in derselben, nämlich fast nordsüdlichen Richtung wie der Südzipfel des Rudolfsees. Es dürfte daher mit einiger Wahrscheinlichkeit eine tektonische Verbindung beider Senkungen in der südsüdwestlichen Verlängerung des Stephaniegrabens zum Südzipfel des Rudolfsees zu suchen sein. Damit wäre auch eine Fortsetzung des Massaigrabens zum Abessinischen gegeben, da der Stephaniesee als Anfangsglied des letzteren zu betrachten ist.[2])

Aber auch wenn eine solche oder eventuell andere Verbindung niemals sollte nachgewiesen werden können, ist man gleichwohl schon aus der geringen Entfernung der beiden Seen berechtigt, den Abessinischen Graben als Fortsetzung des Massaischen zu betrachten.

Der somalisch gerichtete Abessinische Graben ist als eine lange, tief gelegene, durch eine hauptsächlich erst in den letzten Jahren durch Erlanger, Neumann, Wicken-

[1]) Nach Smiths und Wickenburgs (Pet. Mitt. 1903) Karten der gebirgige Westrand des Tertalehochlands.

[2]) Dass der Omo nicht, wie Suess, Beitr. etc. 4. Tl. 563, noch annahm, die Verbindung beider vermittelt, ist heute nicht mehr zweifelhaft, da er ja innerhalb des abessinischen Hochlands fliesst. Etwas Genaueres über einen Zusammenhang beider Gräben lässt sich bislang noch nicht angeben. Das zwar sehr stark überhöhte und nur sehr rohe Relief auf dem Titelblatt des Werkes von Vanutelli und Citera, L'Omo, sec. sped. Bottègo 1899, dürfte wohl den wirklichen Verhältnissen etwas nahe kommen; danach könnte von einer eigentlichen Fortsetzung des Massaischen Grabens allerdings keine Rede sein, vielmehr würde dieser im Omotal enden, während der Abessinische erst mit dem Stephaniesee, ja vielleicht richtiger gar erst mit dem Tschamosee beginnen würde.

burg etc. näher bekannt gewordene Seenkette[1]) (9 Seen) bezeichnete Senkungszone anzusehen, die am Nordostende teilweise vom Oberlauf des Hawasch durchzogen wird und zwischen zwei mächtigen Plateauländern, dem Somali- und abessinischen Hochland, eingebettet ist. Die Ostgrenze, gebildet durch die sehr hohen Steilabfälle[2]) des vielfach zu Gebirgen aufgewulsteten Westrandes des Somaliplateaus,[3]) das gegen S.O. abdachend vom Golf von Aden bis über den Dschub hinaus sich erstreckt, ist meist fest geschlossen; die Westgrenze, der Ostrand des abessinischen Hochlands, ist nur im S. (zwischen Stephanie- und Tschamosee) und auch im Walamohochland[4]) weniger geschlossen; sonst aber türmen sich die westlichen Grabenränder meist mauerartig auf, ja erheben sich auch noch steil und schroff mehrere 100 m über dem Hawaschtal im Terrassenvorland ö. und s.ö. von Addis-Abeba. In der Gegend von Tededschamalka südlich von Ankober treten die beiden begrenzenden Plateauabfälle weit auseinander, so dass etwas nördlich von 9° n. Br. der Abessinische Graben sein Ende erreicht. Er erhält durch die meist scharfe Begrenzung eine typische Grabenform und

[1]) Da die Namen dieser Seen grösstenteils sehr verschieden angegeben werden, so sei hierzu bemerkt, dass wir in der Benennung derselben und auch in der der Gebirge hauptsächlich den Karten Wickenburgs, Pet. Mitt. 1903, Taf. XVI—XX, und der Karte von Dokaupil, ebd. XXI, folgen.

[2]) Wir folgen hierin hauptsächlich Graf Wickenburg, Von Dschibuti bis Lamu, Pet. Mitt. 1903, 193—199.

[3]) Suess, Beitr. etc. 4. Tl. 563.

[4]) Die Gebirge von Walamo bilden eine etwas unsichere Begrenzung. Während nämlich Wickenburg von hohen mächtigen Gebirgen spricht, denen die in Walamo liegenden Berge Ambaritscho, Dalbo u. s. w. vorgelagert seien, redet Traversi, Beitr. etc. 4. Tl. 564, von einer Ebene von Walamo, in die er den Omo hinabschiessen sah. Mit dieser Ebene sah Traversi jedenfalls, ohne es zu ahnen, einen Teil des Grabens, und der von ihm als Omo bezeichnete Fluss war jedenfalls nicht der wirkliche Omo, da dieser hinter den oben bezeichneten Gebirgen liegen muss. Diese Annahme wird auch bekräftigt durch die Angaben Bourg de Bozas (La Géogr. 1903, I, 94), wonach das mittlere Walamo ein 2000 m hohes Plateau mit aufgesetzten Bergen bildet.

bildet, ganz abgesehen von der sicherlich nicht ganz unbedeutenden Tiefe der einzelnen Seen, vermöge seiner bedeutenden Wandhöhen eine der gewaltigsten festländischen Grabenversenkungen der Erde.[1])

Durch das Auseinandertreten der bisher fast parallelen Grabenränder bei 9° n. Br. erweitert sich der Grosse Ostafrikanische Graben zu einem grossen fast gleichschenkligen Dreieck, dessen Basis die Küste des Roten Meeres und des Golfes von Aden nach Massaua bis Berbera, ja noch darüber hinaus, bildet. Während sich der hohe östliche Absturz des abessinischen Hochlands in der Gegend von Ankober nunmehr erst nach N. wendet und bis nahe an das Rote Meer verläuft, dann südlich von Massaua nach N.N.W. in die erythräische Richtung umbiegt und von da ab bis zu seinem Übergang in den Abfall des arabischen Wüstenplateaus den Westrand des Erythräischen Grabens bildet, biegt der hohe Westrand des Somaliplateaus zwischen 9 und 10° n. Br. plötzlich nach O. um und geht in den hohen Nordrand des Plateaus über, der über Dschildessa bis gegen das Meer (ö. von Berbera) zieht und in seiner Fortsetzung die südliche Küste des Golfes von Aden[2]) bis über Sokotra hinaus begleitet, das erst im Tertiär durch einen Einbruch vom Festland getrennt wurde. Das ganze dreieckige, stellenweise unter das Meer hinab-

[1]) Die Grabensohle wird im S. bis etwa 15 km. im N. bis 25 km verengt und erreicht in der Mitte gegen 100 km Breite. Die durchschnittliche mittelbare Höhe des Ostrands beträgt mindestens 2000 m ü. M, die des Westrands wenigstens 2200 m, die der Sohle gegen 1400 m, woraus sich eine durchschnittliche mittelbare Wandhöhe von 600 bezw. 800 m ergibt. Die wirkliche mittelbare Wandhöhe erreicht im W. des Abai über dessen Spiegel gerechnet 2915 m (Wickenburgs Karte), nach Erlangers bezw. Sprigades (Zeitschr. der Ges. für Erdkde. 1904 Taf. II -V) Karten 2250, also annähernd die Tiefe des Roten Meeres (2271 m, Weber, Afrik. Meerbusen 1888 S. 48), im O. des Tschamo 2315 m. Die unmittelbare Wandhöhe beträgt sicherlich stellenweise über 1000 m. Der Boden steigt auch hier von S. und von N. gegen die Mitte zu an: Stephaniesee 558 m Spiegelhöhe, Abassisee 1772 m (bei Erlanger 1900 m), Tadedschamalka 967 m ü. M.

[2]) Durch ein mehr oder minder breites Vorland, teils Ebene, teils Hügelland, vom Meer getrennt (Magazin 1904, 226 f.).

reichende Senkungsgebiet nennt Suess[1]) kurzweg Afar und betrachtet es nicht mit Unrecht als eine Erweiterung der Erythräischen Senke, so dass der Grosse Ostafrikanische Graben schon mit dem Abessinischen sein Ende erreichen würde.

Der Zentralafrikanische Graben.

Fast parallel zu diesem gewaltigen Grabenbruch zieht entlang der Westgrenze von Deutsch- und Britisch-Ostafrika eine zweite mächtige, durchwegs grabenartige und zweifellos durch ein Einsinken zwischen zwei parallelen Spalten entstandenen Senke, der „Zentralafrikanische Graben". In das zentralafrikanische Schiefergebirge oder richtiger Schieferplateau, dessen Ränder auch hier vielfach zu Gebirgen aufgewulstet sind, eingesenkt, wird er von mehreren, im Gegensatz zu seinem östlichen „Bruder" durch Abflüsse ausgezeichneten Seen und zwar durch den angeblich sehr alten[2]) Tanganika-, den Kiwu-, Albert-Eduard- und Albertsee,

[1]) Beiträge etc. 4. Tl. 564.

[2]) Auch der Tanganikasee ist, wie man aus neueren Forschungen wohl schliessen darf, wahrscheinlich nicht oder wenigstens nicht viel älter als die übrigen ostafrikanischen Grabenseen und bildet wohl kaum einen Reliktensee, als den ihn schon Baumann (Durch Massailand etc. 1894, 153) erklärte, sondern einen Süsswassersee, wofür u. a. schon Cornet (Mouvement géogr., Brüssel, 21 u. 28. Jan. 1896) ganz überzeugende Gründe vorbrachte. Moore hatte die schon vor ihm in diesem See entdeckten lebenden Medusen (Salzwasserschnecken) näher untersucht und für zweifellos marin und vollständig übereinstimmend mit solchen aus jurassischen Schichten erklärt. Da sie zudem in anderen Seen nicht vorkommen sollten, so nahm Moore kein Bedenken, den Tanganika als eine „marine Oase", als den Rest eines vom Atlantischen Ozean über das Kongobecken in der Gegend des Lukuga eingedrungenen Jurameers anzusprechen (Nature 1898, 25. Aug und besonders Geogr. Journ. 1901, I, 15 ff.), für dessen einstige Existenz aber bisher noch kein geol. Beweis erbracht werden konnte. Es ist jedoch noch nicht erwiesen, ob sich diese alte Tanganikafauna, wie es Moore schien (Glob. 1900, Bd 78, 396) wirklich ins Kongobecken hinein fortsetzt; überdies wurden die gleichen Medusen von dem Franzosen Allaud (Glob. 1904, Bd. 85, 84) und Engländer Hobley (Nature 1905, 11. Febr.) 1903 auch im Viktoriasee gefunden, so dass nunmehr Moores Ansicht, der Tanganika habe eine andere Fauna als die übrigen ostafrikanischen Seen und

und den weissen Nil (bis in die Gegend von Dufile) bezeichnet. Er beginnt ungefähr bei 8° 45′ s. Br.,[1] läuft anfangs in n.n.w., also erythräischer Richtung, von etwa 2° 40′ aber mehr s.n., dann vom N. des Kiwusees ab im allgemeinen in n.n.ö. (somalischer) Richtung bis zu seinem Ende etwas nördlich von Dufile.[2] Die Ränder sind fast durchwegs scharf ausgeprägt, ja steigen vielfach mauerartig zu ganz bedeutender Höhe auf.[3] Wie im Ostafrikanischen Graben ist auch hier am Anfang, den auf eine Länge von rund 700 km die Tanganikasenke bildet, ein zweifellos echter Grabensee,[4] der Westrand[5] steiler und schärfer ausgeprägt, auch meist höher als der an manchen Stellen sogar zum welligen Hügelland herabsinkende Ostrand.[6] Nördlich vom Tanganika sind aber beide Ränder sehr hoch[7] und hier

---

wahrscheinlich auch alle daraus gezogenen Schlüsse hinfällig sind. Es ist vielmehr nicht unwahrscheinlich, dass die fraglichen Medusen in diese Seen gelangten, als im Tertiär ein Meeresarm vom Mittelmeer in der Gegend des Zentralafrikanischen Grabens und des oberen Niltals weit nach S. reichte, bezw. mit den vorhandenen Seen in Verbindung stand. Diese Hypothese würde bekräftigt, wenn auch in anderen Seen (Albertsee etc.) solche Medusen gefunden würden, was wohl nicht unwahrscheinlich ist, wenn auch Moore 1899 1900 nichts davon entdecken konnte (Geogr. Journ. 1901, I, 14 ff.).

[1]) Hermann, Das Vulkangebiet des zentralafrikanischen Grabens, Danck. Mitt. Bd. 17 (1904) Heft 1, 43, mit Karten, Photographieen und Profilen.

[2]) Vgl. La Géographie 1904 I, 432 f.

[3]) Alle Reisenden, wie Graf Goetzen, Baumann, Kandt u. s. w. berichten von dem schwer und mühselig zu passierenden, sehr steilen Abfall des Grabenrands.

[4]) v. Stromer, Geol. der deutschen Schutzgebiete in Afrika, 1896, 64 ff.; die Ähnlichkeit mit dem Baikalsee ist unverkennbar. Der sichtbare Absturz steht aber an Höhe und Grossartigkeit weit hinter dem des Njassa zurück. Danck. Mitt. 1900, 33.

[5]) Hermann, in Danck. Mitt. 1904, 43 f; Peters, Deutsch-Ostafrika, 1895, 205.

[6]) Danck. Mitt. 1900, 27. Am Ostrand streckenweise finden sich schroff zum Seeabfallende Berge von nur 250—300 m, dagegen wieder höher das Kungwegebirge.

[7]) Nach Hermanns Angaben Westrand bis 3290 m, Ostrand bis über 2500 m. Entfernung beider Ränder etwa 50 km. Da hier die

ausgesprochene kulissenartig angeordnete, selten nur aus einer Wand bestehende Grabenwände. Auf etwa 2° 40' s. Br., wo die Richtung eine Art Knickung erfährt, schiebt sich[1]) östlich ein etwa 20 km breiter und 30 km langer n.n.ö. gerichteter Querriegel,[2]) durchschnittlich 1800 m hoch, zum Teil aus Glimmerschiefer, vor, der Ost- und Westrand verbindet, nach S.O. steil abfällt und den Tanganikasee vom 675 m höheren Kiwusee trennt, der 1902 1455 m ü. M. lag. Hermann erklärt sich die Entstehung dieses Querrückens[3]) folgerichtig damit, dass beim Einbruch des Grabens eine die beiden Ränder verbindende Scholle[4]) nur halb in die Tiefe abgerutscht ist. Längs des Kiwusees sind beide Grabenränder wieder als immer höher steigende Kulissensysteme ausgeprägt.[5]) Während nun der steile Westrand nördlich vom Kiwu in n.ö. Richtung ununterbrochen als ausgesprochener Grabenrand weiter zieht[6]) und auf lange Erstreckung hin bis über den Albert-Eduardsee hinaus eine Höhe von über 3000 m beibehält und dann erst allmählich niedriger wird, biegt der Ostrand hier plötzlich scharf rechtwinklig nach Osten um,[7]) und nur einzelne niedere Staffeln laufen nach N.N.O. weiter. Nachdem er einen grossen nach Ruanda[7]) und Mgororo[8]) übergreifenden Bogen beschrieben, läuft er erst vom Albert-Eduardsee ab mit schroffem Abfall mit dem Westrand wieder parallel und steigt im Runssoro

---

Grabensohle etwa 782 m ü. M. liegt, so beträgt der Randunterschied 2500 bezw. 1700 m.

[1]) Hermann a. O.

[2]) Das den Querriegel durchsetzende Russissital wird von 200 bis 500 m relat. hohen Steilhöhen eingeschlossen, Danck. Mitt. 1901, 32.

[3]) Höhe des Westrands hier über 3000, die des Ostrands gegen 2500 m.

[4]) Jedenfalls, weil hier infolge der Knickung eine kleine Stauung entstand.

[5]) Westrand bis etwa 3500 m, Ostrand bis gegen 2800 m.

[6]) U. a. auch von Beringe (Danck. Mitt. 1901, 30, im Gebiet der Kirungavulkane).

[7]) Hermann a. a. O. 45 und v. Beringe a. a. O. 34.

[8]) Nach v. Beringe a. a. O. 23 u. 30 ist der östliche Grabenrand hier unterbrochen.

bis über 5500 m an, um sich dann ebenfalls allmählich zu erniedrigen.[1])

Obwohl der Zentralafrikanische Graben an Ausdehnung viel geringer ist als der Grosse Ostafrikanische, so ist er ihm an Grossartigkeit mindestens gleichwertig, wenn er ihn nicht infolge seiner gewaltigen und schroffen Randhöhen[2]) sogar noch übertrifft.

Die übrigen Brüche Ostafrikas.

Zwischen diesen beiden grossen Grabeneinbrüchen und neben ihnen verläuft eine Anzahl zwar weniger ausgedehnter, aber gleichwohl mächtiger, vielleicht etwas älterer[3]) Einbrüche, die zum Teil wohl Zweige, transversale Querrisse oder Radialsprünge[4]) derselben bilden. Am meisten scheint der Massaische Graben durch Seitenäste ausgezeichnet zu sein. Wir erwähnten bereits des grösstenteils abflusslosen, nur im N.W. durch den Mkamba zum Tanganika entwässerten[5]) erythräisch ziehenden Rikwagrabens, der zuerst bei Peters erscheint[6]) und der nach Bornhardt als die eine Fortsetzung[7]) des Njassagrabens anzusehen ist. Der Rikwagraben, ein typischer Graben,[8]) im S.W. vom Rand des

---

[1]) Am Albertsee bei Kibiro noch etwa 450 m hoch, Pet. Mitt. 1891, 1 f.

[2]) Nach Hermann liegt der Tanganika 780 m ü. M.; da seine Tiefe bis 300 m beträgt, der Westrand bis 3290 m aufsteigt, so haben wir eine Randhöhe von 2810 m, die sicherlich zur Hälfte als unmittelbar aufzufassen ist. Am Runssoro beträgt die relative Randhöhe sogar über 4600 m

[3]) Kohlschütter, Grabenländer im nördl. Deutschostafrika, Ztschr. d. Ges. f. E. 1901, 153.

[4]) M. Schöller, Äquatorialostafr. etc. (1901) I 230.

[5]) Danck. Mitt. 1904 Bd 17, 98. Vgl. bes. Karte II.

[6]) A. a. O. 218.

[7]) Suess, Beitr. etc. 561, hält den Rikwagraben für die allein wahrscheinliche Fortsetzung der Njassasenke.

[8]) Dantz (Danck. Mitt. 1900, 40) nennt ihn ebenfalls eine typische Grabenverwerfung, die noch nahe bei Utengule deutlich ausgeprägt ist und östlich davon bis an den Grossen Graben reicht. Den Anfang im S.O. bildet die vom Songwe durchflossene Landschaft Usava, durch zahlreiche, meistens Spalten entspringende (Danck. Mitt. 1900, 43) heisse

Unjikahochlands begrenzt, nur durch Einbruch zu erklären,[1]) ist beiderseits von steil abfallenden,[2]) stellenweise über 1000 m die Sohle überragenden Plateaurändern begrenzt[3]) und besitzt in seiner ebenen Sohle grossenteils alten Seeboden, der einst von dem jetzt stark zusammengeschrumpften Rikwasee[4]) eingenommen wurde; er soll nach Kohlschütter[5]) eine Viertel-tagreise südlich von Udschidschi den Tanganikagraben schneiden.

Im N. von Deutschostafrika werden vom massaischen Einbruch zwei somalisch gestreckte Gräben durchschnitten, der in das Massaiplateau eingerissene Niarasa-[6]) und Ssalehgraben;[7]) beide scharf ausgeprägt,[8]) kreuzen den Hauptgraben anscheinend zwischen Manjara- und Nordende des Natronsees und zwar trifft letzterer den Massaigraben angeblich in Dönje Sambu, während ersterer, der bei etwa 4° s. Br. im n.s. Wemberegraben[9]) eine abgeknickte Fortsetzung findet, daher auch oft zusammenfassend Wembere-

---

Quellen (besonders Marondequellen) im obern Teil ausgezeichnet (Danck. Mitt. 1900, 18 f), und entstanden durch den Abbruch der primären Steilränder Unjikas im W. und des 2880 m hohen Mbejamassivs im O., Danck. Mitt. 1901, 224. Auch nach Kohlschütter, Danck. Mitt. 1900, 32, deutlich als Graben kenntlich. Vgl. auch Profil des Songwetals in Danck. Mitt. 1900, 43.

[1]) Stromer a. a. O. 46, Danck. Mitt. 1900, 22 f., 25.

[2]) Der Nordrand stellt sich dem Auge dar als ein gleichmässiger, sehr steiler Absturz von nur etwa 100 m rel. Höhe. Danck. Mitt. 1900, 32. Der sichtbare Absturz ist nach Kohlschütter, Danck. Mitt. 1900, 33 viel grossartiger als beim Tanganika. Der Ostrand im südl. Teil (bei Kiubi etc.) teilweise eine etwa 100 m hohe, nahezu senkrechte Felswand (Danck. Mitt. 1901, 180).

[3]) Pet. Mitt. 1899, 226. Ebd. 1896, 96. Peters a. a. O. 219.

[4]) 1903/04 soll der Rikwagraben wieder voll gelaufen sein (Glob. 1905 Bd. I, 84).

[5]) Danck. Mitt. 1900, 25.

[6]) Ebd. 134 f.

[7]) Kohlschütter, Ztschr. d. Ges. f. Erdk. 1901, 153.

[8]) Der Ssalehgraben wird nach Kohlschütter a. a. O. 160 von zwei Plateaus begrenzt, im S. von den Ngorongororandbergen, im N. von den hinter Sonjo sich erhebenden Gebirgen.

[9]) Baumann, Durch Massailand (1894) 109.

graben genannt und von Baumann irrtümlich als Sackgasse bezeichnet, schon in gleicher Höhe mit dem Nordende des Manjarasees den Grossen Graben schneiden soll.[1]) Er enthält auf seiner Sohle die kümmerlichen Reste des Niarasa- oder Eiassisees[2]) und bildet einen meist von scharfen Berg- und Plateaurändern eingefassten[3]), deutlich ausgeprägten, abflusslosen Einsturzgraben.[4])

Parallel zu ihm verläuft im S.O. der erst von Werther[5]) als Graben erkannte ebenfalls abflusslose, wohl eine Sackgasse bildende 120 km lange Hohenlohegraben mit dem Hohenlohe- und Vaidasee auf der ebenen Sohle, beiderseits begrenzt von den gebirgigen Rändern zweier Plateaus.

---

[1]) Danck. Mitt. 1900, 134 f. Die Angaben über diese beiden Gräben sind sehr unsicher. Während Hauptmann Glauning von einem Ssalehgraben nicht das geringste erwähnt (Danck. Mitt. 1900, 132 ff.), führt ihn Kohlschütter, der Begleiter Glauningss, als deutlichen Graben auf, welcher den Massaigraben im Dönje Sambu, also erst am Nordende des Natronsees schneiden soll (a. a. O. 160). Falls nun ein solcher Ssalehgraben wirklich existiert, derselbe nicht vielmehr, was ziemlich wahrscheinlich ist, die Fortsetzung des Niarasagrabens bildet, so ist es wohl möglich, dass der Ssalehgraben wirklich, wie Kohlschütter angibt, erst am Nordende des Natronsees den Westrand des Grossen Ostafrikanischen Grabens kreuzt. Glauning redet ferner ausdrücklich davon, dass sich der Niarasagraben deutlich bis zum Bruchrand des Ostafrikanischen Grabens verfolgen lasse (a. a. O. 135) und im Mgogoberg (ebd. 138), am Nordende des Manjarasees den Hauptgraben schneide. Obwohl die Angaben Glauningss meist sehr zuverlässig sind, so scheint es doch unwahrscheinlich, dass dieser von dem genannten Reisenden beobachtete, im Mgogoberg einmündende Graben wirklich der Niarasagraben ist, da dieser in solchem Falle eine sehr starke Biegung nach O machen müsste, was aus den Karten durchaus nicht zu ersehen und auch sachlich nicht wahrscheinlich ist. Vielmehr dürfte anzunehmen sein, dass der Niarasagraben, falls er überhaupt den Grossen Graben erreicht, diesen etwa in der Gegend des Dönje Ngai trifft.

[2]) Nach Kohlschütter a. a. O. 155 in der Trockenzeit ganz trocken.

[3]) Werther a. a. O. 78 f., Kohlschütter a. a. O. 156.

[4]) Baumann a. a. O. 109.

[5]) A. a. O. 78

Wie das grosse Becken des Viktoriasees ein mächtiges Absenkungsfeld[1]) bildet — das ganze Westufer des Sees folgt einer Verwerfungslinie[2]) —, und wie auch am Ruwanafluss im O. des Sees sich eine deutliche Störung verfolgen lässt, die bei Ikoma mit einer nordsüdl. grösseren Störung zusammentrifft,[3]) so verlaufen auch im Zwischenseengebiet, besonders in Mgororo, zwischen Viktoria-, Tanganika-, Kiwu- und Albert-Eduardsee zahlreiche meridionale Spalten[4]) und Querbrüche, zu denen auch das Kageratal gehört, wobei fast überall die westliche Kante bedeutend schroffer ist als die östliche.[5]) In den S.W. des Rudolfsees münden zwei Seitenfurchen, welche in ihrem Verlauf durch den Kerio und Trrguellfluss bezeichnet sind.[6]) Das Tal des Kerio[7]) bildet fast in seinem oberen und mittleren, das des Trrguell[8]) in seinem mittleren Teil zugleich mit dem Seitental des Weiweiflusses eine tektonisch scharf begrenzte Einsenkung. Das Trrguelltal stösst in seinem Südende an ein grosses Senkungsgebiet, aus dem sich der Elgon erhebt. Auch der Tschogasee liegt in einer Senke, die sich nordwärts nach Fadschutte und

[1]) Peters a. a. O. 35; auch Uhlig, Pet. Mitt. 1904, 226 hält es für sehr wahrscheinlich, dass ein grosser Teil des Viktoriasees Einbrüchen seine Entstehung verdankt, und auch Dantz (Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1900, Verhandl., 47) sieht den südl. Teil des Sees als einen Kesselbruch an, von dem der Emin-Paschagolf, der Smithsund und Spekegolf radiale Ausläufer darstellen.

[2]) Stuhlmann a. a O. 833; ähnlich berichtet auch Uhlig (a. a O.) vom Südwestteil des Sees.

[3]) Dantz, l. e.

[4]) Hermann a. a. O. 47 berichtet von einer Folge von Staffelbrüchen zwischen dem westlichen Graben und dem Viktoriasee.

[5]) Stuhlmann a. a. O. 834; bei Mtagata, im Kageratal finden sich heisse Quellen (v Beringe a. a. O. 31).

[6]) v. Höhnel, Beitr. etc. 1. Tl. 452.

[7]) Fischer, Am Ostufer des Viktoria Njanza, Pet. Mitt. 1895, 68. Die neueren englischen Karten, so auch Geogr. Journ. 1904 II, 128, bezeichnen auch bereits den westlichen Grabenrand von fast 0° bis 2° n. Br. als (Elgejo) Escarpement.

[8]) In seinem obersten Lauf bildet das Tal des Trrguell oder wohl richtiger Turkwell (wie auf englischen Karten) eine reine Erosionslinie (bis nach seinem Durchbruch durch die Sukberge).

Fadibek fortsetzt. Am reichsten mit Verwerfungen, von denen sicherlich mehrere Zweige des Abessinischen Grabens bilden, auf der Westseite des Grossen Grabens ausgestattet ist das Hochland von Abessinien.

Ohne weiteres als tektonische Störungszonen erkennbar erscheinen die meisten der zahlreichen Verwerfungen im O. der langen östlichen Senkung. So wird das Hochland von Uhehe auch im O. von einer grossen geologischen Störung, der Ulangasenke, begrenzt[1]) und in Usagara fallen zu der nur 300 m hohen Verlängerung dieser Störung bei Kidatu 1200 m hohe Berge fast unvermittelt ab. Vom Pangani bis Athi-Sabaki und darüber hinaus erheben sich aus der Steppenebene mit schroffem Aufstieg, steilküstigen Inseln gleich, einige Gebirgsstöcke (Usambara etc.), echte, zum Teil, wie Usambara,[2]) selbst wieder durch Grabeneinbrüche gespaltene Horste, zwischen denen an Bruchlinien die zwischenliegenden Teile abgesunken und meist zu langen Gräben geworden sind. Am grössten davon ist der erythräisch gerichtete „Panganigraben“[3]) mit mehreren stehen gebliebenen Einzelschollen,[4]) im O. begrenzt von den meist staffelförmigen Bruchwänden der Horste Usambara, Mafi-Nguaberge,[5]) und Pareh-Ugueno, im W. vom Ostrand des Massaiplateaus und vom Usegua, welcher im N. in der Aufwulstung der Litemaberge (einseitige Horstgebirge) einen Steilabfall darstellt, sonst aber besonders im S. so niedrig ist, dass ein grosser Teil des Grabens als einseitige Absinkung erscheint. Eine Abzweigung, der typische, zum Teil durch treppenförmiges

[1]) Dantz in Danck. Mitt. 1900, 127; der Ulanga ist wohl der Ruhudsche.

[2]) Schöller, a. a. O, I, 50 u. 67.

[3]) Meyer a. a. O. 298; Schöller I, 70; von v. Höhnel (Beitr. 448) Kilimandscharograben genannt. Vgl. auch tektonisches Spaltensystem des südöstl. Deutschostafrika von A. Kaiser; Schöller, a. a. O. Bd. III, 1901, Bl. 16. Manche Angaben scheinen allerdings allzu hypothetisch zu sein. Der Panganigraben beginnt zwar schon an der Küste (Schöller 68), doch ist er westlich vom Wugiremassiv kaum noch als Spalte erkennbar (Schöller 69).

[4]) Schöller 81.

[5]) Schöller I, 66: abgerissene Teile des Usambaragebirges (71).

Absinken[1]) entstand ein Mkomasigraben,[2]) welcher im untersten Teil die Mafi-Nguaberge und im übrigen Pareh von Usambara trennt, verläuft in seinem grössern Teil mit ihm parallel und mündet wie dieser in die Kilimandscharoniederung. Diese stellt ein fast kreisförmiges, durch Brüche verschiedener Richtung versenktes, umrändertes Schollengebiet dar, das im S. von einer ostwestlichen Verwerfungslinie (Abbruch des Uguenogebirges und Massaisteppenhochlands), im N. von einer breiten Zone erythräisch und somalisch streichender kleiner Gebirgshorste (Meyer: „Zwickelhorste") und im N.O. von der Dschulukette begrenzt wird.[3]) Nach W. geht die Kilimandscharosenke in die südlich ebenfalls von dem Abbruch des Massaiplateaus begrenzte Meruniederung über und diese annähernd ostwestliche Kilimandscharo-Merusenke scheint sich weiterhin bis zur grossen Spalte im W. fortzusetzen. Eine ähnliche, aber noch grössere Senke als die des deutschen Bergriesen stellt die Kenianiederung dar, die wenigstens zum Teil einer Radialspalte des Massaigrabens angehören dürfte.

Nach den Schilderungen von Kolb[4]) scheinen auch die Täler des Athi und Tiva nordwestlich gerichtete Bruchspalten darzustellen, zwischen denen der Yatta als schmaler Horst stehen geblieben ist. Auch innerhalb des Somaliplateaus[5]) finden sich grössere Abbrüche und Spaltungen, was teilweise das mehrfache Auftreten heisser Quellen beweist, steile Flusstäler,[6]) die manchmal wohl tektonischen Linien folgen, horstartige Gebirge und am Südende des Plateaus eine offenkundige, einseitige Schollenversenkung.[7])

---

[1]) Schöller, Äquatorialostafrika I, 1901, 58.

[2]) H. Meyer, Kilimandscharo, 1900, 296 ff

[3]) Ebd. 301 f.

[4]) Pet. Mitt. 1896, 223 ff.

[5]) Einige Angaben über die Orographie des Somaliplateaus finden sich in Hardys Somaliland, Magazin 1904, 226 f. und im Magazin 1903, 95.

[6]) U. a. Maud, Exp. in the S. Borderland of Abessynia, Geogr. Journ. 1904 I, 560.

[7]) Nach den Schilderungen Mauds (a. a. O. 564 f.) ist es unzweifelhaft, dass der schon von Wickenburg (Pet. Mitt 1904, 197)

Auch im südlichsten Teil des Ostafrikanischen Hochlands, s.w. von der Njassasenke, liegen nach Passarge die „Gräben“ des Loangwa (360 m ü. M.) und seines Nebenflusses Lukossasche[1]) (470 m ü. M.).

Entstehungsursache und Alter der Gräben Ostafrikas.

Bei der Beschreibung der länglichen Versenkungen wurde bereits gesagt, dass die meisten derselben mehr oder minder typische Gräben darstellen, welche nicht durch äussere Einwirkungen (Erosion etc.) auch nicht durch Aufreissen einer grossen Spalte, sondern nur durch Absinken eines oft durch ein Spaltenbüschel in mehrere Schollen zerlegten Streifen Landes zwischen zwei annähernd parallelen Bruchspalten entstanden sind. Dazu gehören der Zentralafrikanische, Rikwa-, Panganigraben u. s. w., und zweifelsohne auch der grösste Teil des Grossen Ostafrikanischen Grabens, wie schon aus dem oft treppenförmigen Absturz, den langen Randbrüchen zu schliessen ist. Dass aber dieser ganze Graben durch ein Einsinken eines zusammenhängenden Erdrindenteils entstanden sei, ist bei der ungeheuren Länge wohl ausgeschlossen. Die beste Erklärung[2]) ist vermutlich die, dass ein in grösserer Tiefe durch Auslösung einer summierten Spannung entstandener Spalt gegen oben in zahlreiche lange und sich maschenförmig durchkreuzende Klüfte zersplittert wurde,

---

erwähnte erythräisch gerichtete Höhenzug, die etwa 1500 m hohe Dirrekette, einen tektonischen Abbruch darstellt, der in weiter Ausdehnung den Südrand des Somaliplateaus zu bilden scheint (Maud, a. a. O.). Maud nennt den Teil des Boranplateaus östlich vom Tertale Dirreplateau und den dieses im S. grossenteils (ebd. 565, 571) abschliessenden, anscheinend zusammenhängenden (ebd. 565), Abfall, also die Dirrekette Wickenburgs „Goro Escarpment“ (vgl. auch Karte 704); ein über 1500 m hoher, von mehreren hohen Bergen (Gamad 2570 m etc.) gekrönter Rand, welcher den 4. Grad n. Br. schneidet, 450—600 m (ebd 566) schroff zur 600—900 m hohen Wüste Golbo (im S.) abfällt und im NW. jäh abbricht. Übrigens spricht schon Smith (Geogr. Journ. 1900, I, 604) von einem jähen Abhang westlich von Mega (Meg Mauds).

[1]) Passarge, Kalahari (1904) 596 u. 31.

[2]) Suess, Beitr. etc. 4. Tl. 577.

und dann die dadurch entstandenen Trümmer und Schollen in ihrer Gesamtheit, aber zu ungleichen Teilen abgesunken sind, so dass eine mehr fortlaufende Zone länglicher Schollen und Trümmer entstand. Dass eine gemeinsame Grundlinie vorhanden war, geht schon aus der einheitlichen meridionalen Erstreckung hervor. Mit einer solchen Vorstellung ist zugleich auch die Erklärung der Verzweigungen, der Quer- und Parallelspalten gegeben, an denen der Grosse Ostafrikanische Graben mindestens ebenso reich ist als der ihm sehr nahe verwandte Syrische Graben.[1]) Da sich der Vorgang nicht überall in der gleichen Weise abgespielt haben wird, so erklärt sich auch, warum stellenweise, so besonders zwischen 8° 30' und 6° s. Br. der Graben eigentlich nur eine einseitige Verwerfung, eine Abrutschung[2]) darstellt. Dass auch der Weststeilrand nicht überall einfach ist und keineswegs geradlinig verläuft, darf nicht auffallen; denn es ist begreiflich, dass neben andern Ursachen der verschiedene geologische Aufbau, schon vorhanden gewesene Brüche oder tiefe Erosionstäler einen Einfluss auf die Richtung der Spalte gehabt haben müssen.[3])

Was nun die Zeit der Entstehung dieser Grabenversenkungen betrifft, so dürfte dieselbe durchwegs in die Tertiärzeit fallen, wie dies ja auch im allgemeinen für den Erythräischen und Syrischen[4]) Graben gilt, die mit dem Grossen Ostafrikanischen Graben in einem unzertrennlichen Zusammenhang stehen. So weisen auch die verhältnismässig geringen Mengen von Denudationsschutt am Fuss der steilen Grabenwände, die vielfach in grösserer Anzahl auftretenden

[1]) Vgl. M. Blanckenhorn, Strukturlinien Syriens und des Roten Meers und besondere Karte der Strukturlinien in der Richthofen-Festschrift 1892, 180.

[2]) Stuhlmann a. a. O. 833.

[3]) v. Stromer a. a. O. 63.

[4]) Grabenbruch des Jordantales mit südl. und nördl. Fortsetzung nach Blanckenhorn, Entstehungsgesch. des Toten Meeres (1896) 2 ff. und in der Richthofen-Festschrift (1892, 128 f.) im allgemeinen nach Entstehung des Roten Meers am Schluss des Oberpliocäns oder zu Beginn des Diluviums entstanden.

warmen oder heissen Quellen und die Erdbeben auf ein verhältnismässig junges Alter hin, und die Tatsache,[1]) dass einzelne Vertreter der heutigen Nilfauna im Grossen Graben leben und die Konchylien fast aller Grabenseen der Nilfauna entsprechen, lässt annehmen, dass die Spaltenbildung in der ganzen Ausdehnung oder doch in wesentlichen Teilen jünger ist als die heutige Süsswasserfauna des Nil, dass aber auch der Tanganika wegen seiner alten Fauna wahrscheinlich das älteste Glied darstellt.[2]) Sehr wahrscheinlich setzten die tektonischen Bewegungen, die zur Spalten- und Grabenbildung führten, schon im ältern Tertiär[3]) ein und dauerten wohl fast oder bis ganz zum Ende des Tertiärs an. Ja es ist nicht ausgeschlossen, dass künftige Forschungen vielleicht noch erweisen werden, dass einzelne Teile, namentlich der Abessinische Graben und Jar etwa gleichzeitig mit dem Roten Meer oder dem Golf von Akabah und Jordantal entstanden sind. Noch heute sind diese Gebiete nicht ganz zur Ruhe gekommen, was die von fast allen Gräben gemeldeten Erdbeben bezeugen.[4]) Dass mehrfach Senkungen zu ver-

[1]) Suess, Beitr. etc. 4. Tl. 578 ff.

[2]) Nach Gregory (Geogr. Journ. 1894 II, 290) gibt es in Udschidschi eine Volkssage, welche angeblich älter ist als die Entstehung des Tanganika, was aber wohl ein ganz junges Alter des Sees nicht beweisen kann. Die Senke des Tanganika in ihrer heutigen Form hat sich unzweifelhaft ganz oder fast gleichzeitig mit den übrigen Teilen des Zentralafrikanischen Grabens heraus gebildet, ist also nicht oder höchstens nur wenig älter als der übrige Graben und sicherlich jünger als der feinkörnige weisse Sandstein des Kongobeckens (B. Förster, Entstehung des Tanganikasees, Glob 1896, Bd. 70, 98). Vgl auch S. 49. Daran ändert auch nichts, wenn vielleicht (?) der See selbst schon vor dem Tertiär vorhanden gewesen und einst mit dem „Kongomeer“ (?) in Verbindung gestanden und wenn wir das Auftreten paläoz. Eruptivgesteine (Glob. 1900, Bd. 78, 83) beweisen könnten, schon vorher eine tektonische Einsenkung existiert haben sollte

[3]) Schöller a. a. O. 230.

[4]) Ziemlich häufige Erdbeben in der Umgebung des Albertsees (Stuhlmann a. a. O. 556, Pet. Mitt. 1891, 1), am Tanganika (v. Stromer 65), im Grossen Ostafr. Graben etc.; nach Chomé (Exp. au Nil 1898 30 ff.) sollen die Erdbeben bei Redschah am Nil sehr häufig sein und Fische mit den Wassermassen emporgeschleudert werden.

schiedenen Zeiten stattfanden, lässt sich aus den vielfach vorkommenden Abstufungen, namentlich im Grossen Ostafrikanischen und Zentralafrikanischen Graben, erkennen.

Kongobecken und Südafrika.

Von den noch übrigen Teilen Afrikas ist hauptsächlich nur noch der Süden, der als eines der ältesten Festländer der Erde anzusehen ist, durch grössere, geologisch jüngere, allerdings grösstenteils schon dem Mesozoikum angehörige Dislokationen[1]) ausgezeichnet, die vielfach Thermen aufweisen, während das aus flachwelligen Ebenen, Berg- und Hügelländern[2]) zusammengesetzte Kongobecken, wie schon der einfache Aufbau[3]) erkennen lässt, nur wenige und im allgemeinen unbedeutende tektonische Störungen zu verzeichnen hat. Solche fehlen zwar auch den die Südwestumrandung im weitesten Sinn bildenden, meist ziemlich einförmigen Hochländern nicht, was aus dem Vorhandensein mehrerer warmer Quellen[4]) und den ebenfalls teilweise auf tektonische Vorgänge[5]) zurückzuführenden steilen, zum Teil stufenförmigen Abfall Niederguineas und der Einsenkung am Kunene[6]) zu schliessen ist;[6]) doch haben sie nicht zu grössern, tiefer greifenden Veränderungen der Oberfläche geführt.

In das noch jetzt ziemlich einförmige alte Hochland Deutschsüdwestafrikas haben Erosion und längere Einbrüche

---

[1]) Einfache Abbrüche, Becken-, grabenförmige Einsenkungen.

[2]) Würde ganz richtig grossenteils schon von Pechuel-Loesche, Kongoland (1887) 432 ff., erkannt.

[3]) Das Innere des rings von terrassenförmig abfallenden Plateaus (zum Teil aus archäischen Gesteinen, zum Teil aus steil aufgerichteten, stark gefalteten ältern palag. Schiefern) umrahmten Kongobeckens besteht grossenteils aus fast horizontal gelagerten Sandsteinen (angeblich der Jurazeit), dazu kommen ausgedehnte Alluvien (Seeablagerungen) und Lateritflächen.

[4]) Reclus XIII 330 (in Angola).

[5]) Passarge, Kalahari (1904) 596 und Ztschr. d. Ges. f Erdkde. 1904, 179.

[6]) Passarge, Kal. 27; das Hochland von Bihe und besonders das Schellagebirge fallen mit steilem Rand zum Küstenvorland ab.

(Graben des Grossen Fischflusses[1]) oder von Bersaba[2]) und Senke bei Bethanien,[3]) die sich wohl bis Grootfontein fortsetzt etc.) einige Abwechslung gebracht. Ausser diesen Einbrüchen treten noch mehrere Bruchlinien auf, die sich im Inneren besonders durch das Vorkommen heisser Quellen zu erkennen geben (Thermenlinie Rehoboth-Barmen)[4]) wohl auch die Richtung mehrerer Küstenflüsse (Kuisib) vorzeichneten und zur Bildung der eigentümlichen Küstenhalbinseln beigetragen haben mögen.

Auch in Britisch-Betschuanaland scheint die Erdrinde stellenweise stark zerstückelt[5]), und bei der Bildung mancher Teile des inneren[6]) Kalaharihochlands scheinen ebenfalls Verwerfungen mitgewirkt zu haben.[7])

Überhaupt verdankt ganz Südafrika riesigen Randbrüchen seine heutigen Umrisse;[8]) im W., O. u. S. sind einst

---

[1]) Heisse Quellen, Danck. Mitt. 1901, 85.

[2]) Passarge, Kalahari, 28.

[3]) v. Stromer a. a. O. 118. Schenck, Ztschr. der dtsch. geol. Ges. 1901, 54.

[4]) Verläuft zu Omburo am Omaruru beginnend vielleicht parallel mit der Küste bis zur Südspitze Afrikas (heisse Quellen bei Caledon und bei Worcester): Pechuel-Loesche, Zur Kenntnis des Hererolandes, Ausland 1886, 824 Nach demselben Forscher, ebd 822, sind bei den heissen Quellen der beiden „Barmen" Erdbeben, wohl tektonischer Art, nicht gerade selten. Auch bei Franzfontein und Otjimbingwe finden zuweilen Erdbeben statt (Danck. Mitt. 1901, 15).

[5]) Nach Passarge, Zur geol Kenntnis von Brit.-Betschuanaland, Ztschr. der Ges. f. Erdkde. 1901, 59 f., auch 35 u. 56 ist mit Sicherheit das nördliche und wahrscheinlich auch das mittlere Betschuanaland zerstückelt und in Schollen aufgelöst („Schollenland am Limpopo"), die im W. in das s.w. ziehende, anscheinend auch von Verwerfungen durchsetzte Kalahariplateau (Rand der Kalahari) übergehen; auch Nordwesttransvaal ist stark gestört (60 u. 64) und das die Stadt Palapye tragende Tschapongplateau ist von Verwerfungen und Spaltenbildungen durchsetzt (ebd. 41 f.).

[6]) Beim Ngami- und Makarrikarribecken u. s. w.

[7]) Mitt. der Geogr. Ges. in Wien 1886, 253 ff. Passarge a. a. O. 42 ff.

[8]) Passarge, Kalahari (1904) 595 f., und in Ztschr. d. Ges. f. Erdkde. 1904, 179.

riesige Schollenmassen abgesunken und zwar meist staffelförmig entlang langen Bruchlinien.[1])

So finden die Abbrüche des Schellagebirges im stufenförmigen Westabfall des Kaokofelds in Deutschsüdwestafrika und im Abbruch des Plateaus von Kleinnamaland ihre Fortsetzung, und im S. ist das hauptsächlich aus Kapschichten aufgebaute kapländische Faltengebirge[2]) von zahlreichen Verwerfungen unter Stufenbildung durchsetzt und erlitt bei seiner Entstehung (durch nordsüdlichen[3]) triassischen oder jurassischen Schub) an der Biegung bei Worcester eine starke Zertrümmerung der Falten. So entstand auch durch Abbrüche das Stufenland von Kaffraria und Natal,[4]) und die steil nach O. abstürzende Kathlambakette[5]) scheint von den Stormbergen bis über die Monts aux Vources hinaus auf einer riesigen, vielleicht von einer gewaltigen Spalte beherrschten Bruchzone zu liegen,[6]) wie überhaupt das ganze Gebiet der Karrooschichten von Bruchspalten durchsetzt[7]) und in Schollen zerstückelt ist. So sind auch die Randgebirge von Transvaal nach O. als gewaltige Stufe abgebrochen,[8]) so bedeutet die lange schmale Kette der Lebomboberge die Richtung eines enormen Abbruchs[9]) (Molengraaffs grosse östliche Verwerfung),[10]) vielleicht die Fortsetzung der Natalverwerfung, und auch die Limpoposenke[11]) (zwischen dem Limpopoplateau und dem Matabelemassiv), die 600—700 m hohe breite Ebene im Bereich der Tolo-Asimafälle, stellt zweifellos ein Bruchfeld dar.[12]) Nördlich davon dehnt sich das Matabelehochland aus, ein Granitplateau[13]) mit sehr steilem Abfall (Abbruch nach O.)[14]) und endet vor dem Erreichen des Sambesi; dort ist einst das Becken von Sana und Tete und s. von Sumbo eine 70 km breite Niederung eingesunken („Sambesigraben").[15])

---

[1]) Ders. 595 f. und Schenck, Pet. Mitt. 1888, 225—229.

[2]) Passarge, Kal., 28 f. u. 595 f.

[3]) Ders., Die klimat. Verh. Südafr. etc. in Ztschr. der Ges. f. Erdkde. 1904, 179.

[4]) Passarge, Kal. 59.

[5]) Ebd. 30.

[6]) Ebd. 40; nach Schwarz verläuft in Matatiele eine offenkundige Bruchlinie 60′ O. zu N., Globus 1904 Bd. 85, 131.

[7]) U. a. Passarge, Kal. 59 und in Ztschr. der Ges. f. Erdkde. 179.

[8]) Passarge, Kalahari 30.

[9]) Ebd. 64.

[10]) Ders. in Ztschr. etc. 1904, 179

[11]) Ders., Kal. 40

[12]) Ebd. 61.

[13]) Ebd. 30 f., 596.

[14]) Ostrand stark zerstückelt und vielfach in zahllose Blöcke aufgelöst.

[15]) Passarge, Kal. 30 f.

Wie bereits oben gesagt, gehört wahrscheinlich die grössere Anzahl der eben erwähnten tektonischen Veränderungen schon der mesozoischen Zeit[1]) an. Süd-, West- und Ostafrika hing zweifellos in der Perm-Triaszeit mit Brasilien und Indien zusammen,[2]) aber anscheinend schon während der Jurazeit[3]) erfolgten die gewaltigen erwähnten Randbrüche, ohne dass hierdurch der Zusammenhang mit Madagaskar, Indien und Südamerika endgültig gestört zu werden brauchte. Vielmehr ist nach gewöhnlicher Annahme diese Trennung definitiv erst zu Anfang des Tertiärs, ja in Westafrika erst im Laufe oder gegen Ende des Eocäns[4]) eingetreten, so dass also damals noch Dislokationsbewegungen stattgefunden haben müssen, welche eben nur den Abschluss des fortschreitenden, allmählich vor sich abgehenden Absturzvorgangs bildeten. Übrigens sind mehrere tektonische Störungen offenkundig neueren, mindestens tertiären Ursprungs, wie namentlich am Limpopo[5]) und Sambesi und sehr wahrscheinlich auch im Schellagebirge. Auch wenn keine geologischen Beweise dafür sprächen, müsste man schon naturnotwendig durch die Erscheinung der tertiären Verschiebungs- und Senkungsprozesse in Ostafrika zu einer solchen Annahme gelangen.[6])

Nachdem wir nunmehr die hauptsächlichsten jungen Dislokationen auf dem afrikanischen Festland kennen gelernt, würde uns noch erübrigen, auch die Inseln auf die Natur der tektonischen Störungen hin zu untersuchen. Da aber

[1]) Jura, wohl weniger jüngste Kreide.

[2]) Beweise dafür bildet die Übereinstimmung der damaligen Ablagerungen (Gondwana-, Karroschichten).

[3]) U. a. auch Passarge, Kal. 595 und Ztschr. etc. 179. Bei Port Elisabeth finden sich marine Juraablagerungen, welche mit solchen der chilenischen Anden stark übereinstimmen sollen, Schöller, Äquatorialostafrika und Uganda, I, 1901, 230. Über andere Juraablagerungen s. S. 27, Anm. 2a.

[4]) Wie aus dem wenigen Vorkommen von Eocänschichten, die noch dazu etwas unsicher sind, in Nieder- und Oberguinea hervorgeht.

[5]) Hält auch Passarge, Kal. 596 nicht für unwahrscheinlich.

[6]) Derselbe meint auch, a. a. O. 589, dass die Becken Südafrikas vielleicht eine Fortsetzung der Bruchzone Ostafrikas darstellen.

diese Verhältnisse besser im Zusammenhang mit der Untersuchung über ihre vulkanische Tätigkeit behandelt werden, auch sich die stattgehabten Störungen zumeist dann erst annähernd erkennen oder doch vermuten lassen, so wollen wir hier nur allgemein bemerken, dass die meisten afrikanischen Inseln wenigstens in ihrer Unterlage Restinseln, also durch Bruchlinien begrenzte Gebiete darstellen.

II. Die jungvulkanischen Verhältnisse auf dem afrikanischen Festlande und den afrikanischen Inseln.

Allgemeines.

Wir haben nunmehr im Vorstehenden gesehen, dass Afrika in seinen grössten Teilen ein an Brüchen und Verwerfungen verhältnismässig reiches Land darstellt, dass diese Dislokationen wahrscheinlich meist dem Tertiär angehören und die tektonischen Bewegungen mancherorts auch heute noch nicht ganz zum Stillstand gekommen sind. Da wir nun aus den meisten tiefgehenden anderweitigen tertiären Grabensenken der Erdrinde, aus den meisten tertiären Schollengebieten und Bruchinseln von vulkanischen Bildungen wissen (wir erinnern nur an den einheimischen Kaiserstuhl und an den Vogelsberg, an die Basalte des hessischen Berglands und französischen Zentralplateaus und an die der inneren Hebriden, besonders aber an die vulkanische Umgebung des Syrischen und Erythräischen Grabens), so ist es mehr als wahrscheinlich, dass das von so zahlreichen tertiären Dislokationen durchzogene afrikanische Festland zugleich mit den Inseln auch jüngere vulkanische Eruptionen aufzuweisen haben wird. Und in der Tat haben auf diesem Erdteile namentlich im Inneren, was die alte Vulkantheorie der notwendigen Meeresnähe glänzend widerlegt, und auf den meisten Inseln seit dem Tertiär in allen Teilen vulkanische Ausbrüche stattgefunden, die stellenweise heute noch andauern und stellenweise, was uns nach der Kenntnisnahme so ungeheurer Brüche nicht mehr verwundern kann, solch gewaltige Massen zu tage förderten, dass die Oberflächengestaltung Afrikas dadurch eine sehr wesentliche Umänderung erfuhr und Afrika

mit Südamerika in vulkanischer Hinsicht fast vollkommen in Konkurrenz treten kann.

Es soll nun im folgenden der Versuch gemacht werden, eine möglichst vollständige Darstellung der vulkanischen Tätigkeit in unserem Gebiet vom Beginn des Tertiärs bis auf den heutigen Tag samt einem Nachweis über das Vorkommen ihrer Produkte zu geben, wobei unserer Aufgabe gemäss den noch tätigen Vulkanen das Hauptaugenmerk zuzuwenden ist, die erloschenen aber, namentlich die nachweislich seit dem Tertiär nicht mehr tätigen Gebiete möglichst kurz abgehandelt werden sollen. Wie gesagt, muss dies aber nur ein Versuch genannt werden; denn es ist ein wenig gewagt, über die vulkanischen Verhältnisse eines Erdteils zu schreiben, der zum grossen Teil erst seit einigen Jahren, ja an manchen Stellen noch gar nicht erschlossen ist, eines Erdteils, der geologisch oder mineralogisch grösstenteils nicht oder noch sehr lückenhaft erforscht ist.[1]) Es ist daher auch nur ganz selten möglich, eine genaue Grenze der Ausbreitung des Vulkanismus anzugeben, und ebenso wenig gelingt es in manchen Fällen, eine zuverlässige Grenze zwischen erloschenen und tätigen Vulkanen zu ziehen; denn bei den stetigen Völkerverschiebungen und der meist noch ganz jungen Erschliessung fehlen natürlich meist alle historischen Angaben über die Zeitepoche der letzten Ausbrüche aus zahlreichen, offenbar jungen Kraterkegeln, und von fast ganz Afrika sind nur selten Angaben über mehr als 100 Jahre zurückliegende Ereignisse zu erhalten, und diese machen nicht immer den Eindruck der Zuverlässigkeit. Man ist daher bei der Bestimmung des Alters eines jungvulkanischen Gesteins und

[1]) Am besten erforscht, hauptsächlich zum Zweck der Mineralgewinnung, sind der Atlas, Südafrika, Ägypten, Deutsch- und Britisch-Ostafrika, viele Inseln, Teile von Kamerun, Abessinien, kleine Teile der französischen, britischen und deutschen Sudan- und Guineabesitzungen. Leider schenken auch geographisch und geologisch geschulte Reisende den vulkanischen Verhältnissen oft nicht die genügende Beachtung, so dass die Angaben über dieselben meist auffallend kurz sind, während die verschiedenen Formationen einen mehr oder minder breiten Raum in ihren Schilderungen einnehmen.

der Zeitdauer, welche seit dem letzten Ausbruch verflossen sein mag, meist hauptsächlich auf die schon eingangs erwähnten, leider auch nicht ganz zuverlässigen Kennzeichen angewiesen. Ferner kann aus der Art des Gesteins, aus der übereinstimmenden Beschaffenheit der Gesteine mit denen in bereits näher erforschten Gebieten und für manche Strecken aus dem Vergleich mit analogen Verhältnissen in Nachbargebieten (Sizilien, Syrien, Arabien), wo sich die vulkanischen Verhältnisse wohl annähernd gleichzeitig mit den entsprechenden in Afrika abspielten und auch bereits näher untersucht wurden, aus dem gleichmässigen Auftreten zahlreicher Vulkane in gleichen Bruchgebieten ein einigermassen sicheres Resultat gewonnen werden.[1]) Während sonst die Umgebung der meisten vulkanischen Gebiete aus Gesteinen derselben Zeit besteht, wodurch die Altersbestimmung wesentlich erleichtert wird, finden sich in der Nachbarschaft der meisten jungvulkanischen Gesteine in Afrika nur alte, ja oft nicht einmal mesozoische Schichten, so dass nicht nur die jung- und altquartären, sondern auch die tertiären Vulkanmassen meist nur nach Obigem als solche erkannt werden können.

Da nun bei so unsicheren Angaben nur zu leicht einem Vulkan ein zu hohes oder zu niederes Alter zugeschrieben werden kann, so dürften wir schon deswegen berechtigt sein, bei der Schilderung des aktiven Vulkanismus bis in das Tertiär zurückzugehen. Ausserdem befinden sich auch in Afrika, wie in fast allen neuvulkanischen Gegenden der Erde, die tätigen Vulkane in der Nähe diluvialer oder tertiärer oder wenigstens schon längst erloschener Vulkane. Bevor wir die einzelnen Teile Afrikas der Reihe nach behandeln, schicken wir voraus, dass drei Perioden intensiver vulkanischer Tätigkeit zu beobachten sind, im älteren und jüngeren Tertiär und am Ende des Diluviums Aus der Verteilung der Vulkane werden wir ersehen, inwieweit auch in Afrika und auf den Inseln die Vulkanbildung an tektonische Spalten und Verwerfungen gebunden ist.

[1]) Um Wiederholungen zu vermeiden, sei hier bemerkt, dass bei der Altersbestimmung der Vulkane die betreffenden Angaben, wo sie zu erhalten waren, stets in Rechnung gezogen wurden.

Vorstehendes bildet den ersten Teil der unter dem gleichen Titel in den „Münchener Geographischen Studien“ Mai 1906 erschienenen Arbeit, worauf hiemit verwiesen sei.

Lebenslauf.

Ich, Hans Simmer, katholischer Konfession, wurde geboren am 14. März 1877 zu Grafing (Oberbayern) als der Sohn des damaligen Zimmerpoliers und jetzigen Privatiers Johann Simmer und seiner Ehefrau Anna, geb. Schmid. Nach dem Besuch der Lateinschulen zu Rosenheim und Scheyern und des Gymnasiums zu Freising, das ich 1898 mit dem Zeugnis der Reife verliess, studierte ich vom W.S. 1898/99 bis W.S. 1901/02 an der „Universität und Technischen Hochschule in München", um mich für das Lehramt an technischen Mittelschulen vorzubereiten. Oktober 1901 unterzog ich mich der Hauptprüfung für das Lehramt der Deutschen Sprache, Geschichte und Geographie und 1904 der Spezialprüfung (aus dem Gebiet der Geographie). Von Januar bis Juli 1902 war ich in Berlin und Bernkastel als Lehrer tätig und gehöre seither als Bearbeiter geographischer Artikel der Redaktion des „Herderschen Konversations-Lexikons" an.

Es drängt mich, vor allem meinem geliebten Lehrer, Herrn Professor Dr. Sigmund Günther, der den nachhaltigsten Einfluss auf meinen geographischen Bildungsgang ausübte und mich auch zu vorliegender Arbeit anregte, den herzlichsten Dank darzubringen für die stets liebenswürdige Bereitwilligkeit, diese Arbeit zu fördern, für deren Aufnahme unter die „Münchener geographische Studien" und die damit verbundenen Korrekturarbeiten und sonstigen Mühen. Ebenso sage ich aufrichtigen Dank Herrn Professor Dr. Pechuel-Loesche in Erlangen für manche Anregungen und Winke und Herrn Professor Dr. Ludwig Neumann in Freiburg i/B. für die bereitwilligst erteilte Erlaubnis, jederzeit das geographische Institut der Universität zu benutzen.